

STRATIGRAPHISCHE UND TEKTONISCHE UNTERSUCHUNGEN IM GEBIET NÖRDLICH VON PFRONTEN (OSTALLGÄU)

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung der Doktorwürde
des Fachbereichs Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von
Shaker R. Mikbel
aus Jordanien

1972

STRATIGRAPHISCHE UND TEKTONISCHE UNTERSUCHUNGEN IM GEBIET NÖRDLICH VON PFRONTEN (OSTALLGÄU)

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung der Doktorwürde
des Fachbereichs Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von
Shaker R. Mikbel
aus Jordanien

1972



I. Referent: Prof. Dr. Max Richter

II. Referent: Prof. Dr. Johannes Liedholz

Tag der mündlichen Prüfung: 2. März 1972

"Vervielfältigt mit Unterstützung des
Deutschen Akademischen Austauschdienstes"

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1.1	Einleitung und Problemstellung 2
1.2	Zur Arbeitsdurchführung 6
1.3	Historischer Überblick 6
1.4	Paläogeographische Entwicklung 8
2.	Die Schichtenfolge 15
2.1	Molasse 15
2.1.1	Molassebecken und Gesteinsausbildung 15
2.1.2	Molasseuntergrund 18
2.1.3	Verbreitung der Aufschlüsse und Stratigraphie 19
2.1.3.1	Die Deutenhausener Schichten 20
2.1.3.2	Die Tonmergelschichten 20
2.1.3.3	Die Bausteinschichten 21
2.1.3.4	Die Weißbachschichten 22
2.1.4	Tektonische Strukturen 24
2.2	Helvetikum 29
2.2.1	Allgemeines 29
2.2.2	Stratigraphie des Helvetikums und Vorkommen 29
2.2.2.1	Drusbergschichten 29
2.2.2.2	Schrattenkalk 31
2.2.2.3	Luitere-Mergel 38
2.2.2.4	Gamterschichten 40
2.2.2.5	Brisisandstein 45
2.2.2.6	Twirrenschichten 47
2.2.2.7	Lochwaldschichten 48
2.2.2.8	Knollenschichten (Aubrigschichten) 49
2.2.2.9	Fugenschichten 51
2.2.2.10	Seewerkalk 51
2.2.2.11	Leistmergel 60
2.2.2.12	Wangschichten 63
2.2.3	Geochemische Analysen 66
2.2.3.1	Allgemeines 66
2.2.3.2	Geochemische Tabellen 68

	Seite
2.2.3.3	Auswertung und Rückschlüsse 68
2.2.4	Fazielle Beziehungen zu den helvetischen Vorkommen im W und E 75
2.3	Ultrahelvetikum (Liebensteiner Decke) 77
2.3.1	Geologische Stellung 77
2.3.2	Vorkommen 77
2.3.3	Geochemische Betrachtung 79
2.4	Flysch 80
2.4.1	Feuerstätter Decke 80
2.4.2	Hauptflyschdecke 82
3	Tektonik 86
4	Quartär 94
5	Zusammenfassung 95
6	Literaturverzeichnis 97

Vorwort

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit verdanke ich meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. MAX RICHTER. Ihm gebührt mein Dank für die Einführung und die vielen gemeinsamen Begehungen, ebenfalls für die Unterstützung, die mir bei der Auswertung und Fertigstellung dieser Arbeit zuteil wurde.

Herrn Dr. H. RISCH möchte ich gleichfalls für die Bestimmung der Mikrofaunen meinen Dank aussprechen.

Ferner gilt mein Dank Herrn Dipl.-Geol. J. KRANZ für die Unterstützung bei der geochemischen Analyse.

Dem Landrat der Stadt Füssen danke ich für die Überlassung der Luftbilder von dem untersuchten Gebiet.

Für die finanzielle Unterstützung danke ich herzlich dem Deutschen Akademischen Austauschdienst.

1.1 Einleitung und Problemstellung

Die Geologie des untersuchten Gebietes wurde in der Literatur bis jetzt immer im größeren Rahmen betrachtet, ohne daß ihm eine besondere stratigraphische oder tektonische Bedeutung beigemessen wurde.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit einem Raum, der verschiedene geologische Eigenheiten umfaßt. Es werden Flysch, Ultrahelvetikum, Helvetikum und Molasse untersucht. Hauptsächlich wird jedoch die helvetische Fazies betrachtet, die ein großes Probenmaterial und zahlreiche Meßdaten lieferte, welche intensiv bearbeitet und ausgewertet werden konnten. Stratigraphie und Tektonik sollen in gleicher Weise diskutiert werden, da man hier einen geologisch besonders interessanten Teil der Voralpen vor sich hat.

Im Laufe der zweijährigen Geländeaufnahmen konnten viele neue Aufschlüsse gefunden werden, aber auch schon früher beschriebene Stellen wurden intensiver untersucht.

Es haben sich neue Gesichtspunkte besonders bezüglich der Tektonik ergeben, die zu wichtigen, zum Teil neuen Aussagen herangezogen werden. Die vorliegende Arbeit ist aber auch der Versuch einer genaueren vergleichenden geologischen Untersuchung in diesem Raum, in der anhand eines umfangreichen, systematisch gewählten und stratigraphisch belegten Materials die Gesteine der verschiedenen Horizonte mikropaläontologisch, lithologisch und geochemisch zur Untersuchung kommen. Dabei werden auch unter Heranziehung der Literatur lokal und regional gleiche oder ähnliche Faziesausbildungen verfolgt.

Bei der Untersuchung der vorkommenden Sedimentgesteine

dürfte zu diskutieren sein, ob beim Fehlen paläontologischer Befunde eine Möglichkeit der stratigraphischen Korrelation auf Grundlagen der Geochemie anwendbar ist. In gewissen Fällen charakterisieren bestimmte chemische Elemente einen geologischen Horizont derart, daß man sie als Leit-Elemente bezeichnen könnte. Somit bietet sich für die Stratigraphie die geochemische Analyse als eine brauchbare und ergänzende Methode an.

Ein Teil der Kartierungsarbeiten widmete sich der tektonischen Problematik. Tektonische Einzelstrukturen müssen in sinnvoller Weise im Zusammenhang mit der umliegenden Tektonik besonders der weiter im Westen verlaufenden helvetischen Folgen genetisch diskutiert werden. Neben der Kenntnis der Stratigraphie ist auch die Kenntnis der Tektonik eine Grundlage fazieller Studien. Hierzu war eine Fülle von Meßdaten notwendig. Mit Hilfe der Gefügekunde konnten damit aufschlußreiche Ergebnisse erzielt werden. Sie waren insofern wichtig, weil sie für die Stratigraphie eine Bedeutung bekommen sollen.

Die Problemstellung dieser Arbeit stützt sich auf folgende Fragen:

1. Klärung der Frage des scheinbaren Grenzverlaufes zwischen Helvetikum und Molasse in diesem Gebiet. Die Untersuchung soll eine Erklärung für den sprunghaften Verlauf der Überschiebungslinie nach NE zwischen Kappel und Rehbach ermöglichen. Die Bedeutung dieser Frage ist sehr groß, da dieser Vorgang sich mehrmals an der Nordgrenze der Alpen wiederholt.
2. Klärung der Frage, wo die große Enzenstettener diagonale Seitenverschiebung, hier südlich Schwarzenbach aufgeschlossen, endet, ob sie weiter nach Süden durchläuft d. h. durch das Helvetikum hindurch oder schon vor den Alpen zu kleineren unbedeutenden Störungen zerfällt und schließlich von den älteren Molasseablagerungen abgefangen wird.

3. Ermittlung eines Bildes über den Faltenbau und das Verhalten der letzten helvetischen Gewölbe, bevor sie unter dem Flysch der Füssener Bucht eintauchen. Tektonische Meßdaten und Interpretation von Luftbildern sollen im Rahmen der Kartierung diese Frage beantworten helfen.

Zum Zwecke einer detaillierten lithologischen Aussage wurden alle Serien systematisch anhand einer großen Zahl von Dünnschliffen untersucht. Gleichfalls wurde eine große Zahl Dünnschliffe und Schlämmpben angefertigt und auf ihren Mikrofossilieninhalt geprüft, die teilweise genaue Altersangaben verschiedener Horizonte ermöglichten.

Grundlage der Untersuchungen der helvetischen Zone bilden die Vergleiche von zwei Faziesgruppen im SW und NE des Untersuchungsgebietes.

Heute gilt es als sicher, daß der helvetische Ablagerungsschelf sich in drei (von S nach N) Faziesräume unterteilt; Südhelvetikum, Mittelhelvetikum und Nordhelvetikum, deren Fazies durch charakteristische Gesteinsbildungen gekennzeichnet sind.

Die helvetischen Vorkommen von der Alp Spitze südlich Nesselwang bis Pröbsten, am Fuße der Eisenberg-Freyberg Gruppe im Osten, sind als Teil des Grüntenzuges in der Literatur oft erwähnt worden. Ob das betreffende Helvetikum größtenteils in die südhelvetischen Fazieszone gehört, wird eine stratigraphische und tektonische Teilaufgabe der Untersuchungen im Laufe dieser Arbeit sein. Um so mehr wird diese Frage an Interesse gewinnen, weil sich hier zwei helvetische Faziesgruppen im Kartierungsbereich ausscheiden lassen. Die eine, die südlichere, zeigt südhelvetische Prägung. Bei der anderen aber können Merkmale eines nördlicheren, küstennäheren Ablagerungsraumes (mittelhelvetisch)

beobachtet werden. Bei der erstgenannten, südlicheren Gruppe, handelt es sich um die östliche Fortsetzung des vom Hohen Ifen im WSW herankommenden südhelvetischen Zuges, der ununterbrochen vom Grünten bis zum Untersuchungsgebiet verfolgbar ist. Dagegen kann für die zweite Gruppe (küstennähere Fazies) bis zum Grünten hin im Westen auf keine vergleichbare Fortsetzung hingewiesen werden. Die letzten Faltenachsen im N tauchen mit über 40° nach ESE unter dem Flysch ein und lassen sich nach Westen einige 100 m im Streichen verfolgen. Vor Erreichen der Molasse-grenze werden die Faltenachsen jedoch durch Erosion des Helvetikums abgeschnitten.

Außerdem werden im Bereich der Stratigraphie Unstimmigkeiten in der lithologischen Gliederung und Altersangaben (SCHMIDT-THOME, 1960; ZACHER, 1966) für einen nicht unwesentlichen Teil der im SW liegenden Liebensteiner Decke und helvetischen Schichten (z. B. Wangschichten) diskutiert und nach ausführlicher Bearbeitung und Neukartierung beseitigt.

Auf einen im SW bisher geologisch nicht aufgenommenen Teil der Feuerstätter Decke wird auch aufmerksam gemacht.

Außerdem werden die Grünsande des oberen Apt und Alb eine nähere Untersuchung erfahren. Und schließlich wird die Klärung des Übergangs Seewerkalk/Leistmergel in der oberen Kreide angestrebt.

Ebenso werden mehr Erkenntnisse nach Auswertung neuer Aufschlüsse in den älteren Molasseeinheiten, bei der Neukartierung des angrenzenden Molassestreifens im Südflügel der Murnauermulde, erwartet.

1.2 Zur Arbeitsdurchführung

Zum Zwecke der stratigraphischen Gliederung standen 200 Gesteinsdünnschliffe und 56 Schlämmproben zur Verfügung. Alle Dünnschliffe wurden erst mit Alizarin-rot gefärbt. Das brachte einen Vorteil bei der Auswertung, da sich die Fauna durch die Farben von der Grundmasse besser abhebt. Vorwiegend sind die Faunen-Bestimmungen freundlicherweise von H. RISCH durchgeführt. Zur Bestimmung der Gesteinszusammensetzung war die geochemische Analyse von Bedeutung. Im geochemischen Labor gelangten 50 Proben aus zwei Profilen zur Untersuchung. Jede Probe repräsentiert einen Durchschnitt von jeweils drei Proben aus drei aufeinander folgenden Bänken.

Tektonische Strukturen und Morphologie wurden zur Ergänzung der gemessenen Daten mit Hilfe von Luftbildern interpretiert.

Zur Erstellung von Gefüge-Diagrammen, um die Faltenachsen zu berechnen, standen über 1 500 Meßdaten zur Verfügung.

1.3 Historischer Überblick

Mit dem geologischen Alter und den Gesteinsablagerungen des Helvetikums in dem Raum von Pfronten bis zum Grönten haben sich seit GOMBEL (1856; 1861) mehrere Autoren beschäftigt. Von Bedeutung waren die faziellen Hinweise im Bereich des Alpennordrandes, die REIS (1896 bis 1922) machte. 1919 hatte Arn. HEIM bei der Bearbeitung des Grönten Vergleiche gezogen mit dem Helvetikum der Schweiz; damit hat er geholfen, die weitgehenden tektonischen und faziellen Beziehungen zu klären. Die geologischen Kartierungen REISERS (1922 - 1924) und CUSTODIS & SCHMIDT-THOME (1939) waren als brauchbare Unterlagen wichtig für viele Spezial- und Regionalunter-

suchungen, die sich im Detail im paläogeographischen und tektonischen Fragen beschäftigen. Es ist insbesondere auf die von SCHMIDT-THOME (1960) zusammengestellte geologische Karte Blatt Füssen 1 : 100 000 hinzuweisen. Sie diente auch für die vorliegende Arbeit als Übersichtsunterlage.

Für die genaueren Altersbestimmungen helvetischer Ablagerungen des Allgäus und Vorarlbergs waren in neuerer Zeit die mikropaläontologischen Arbeiten von nicht zu unterschätzender Bedeutung. Damit konnte man, auch beim Fehlen von Makrofossilien, brauchbare stratigraphische Einstufungen vornehmen. Auf diesem Gebiet hat sich unter anderen BETTENSTAEDT verdient gemacht.

Ferner ist die Arbeit von HÖPFNER (1962) zu erwähnen, der paläogeographische und tektonische Vergleiche zwischen den helvetischen Decken westlich und östlich der Iller gezogen hat.

Durch die Erdölexploration im Raum der Molasse am Rande der Alpen wurden Strukturuntersuchungen des Untergrundes intensiv betrieben. Hier waren vor allem CLASEN & DOHR (1957) und BREYER & DOHR (1959) durch Auswertung seismischer Arbeiten hervorgetreten. Beachtung verdienen im Rahmen der Molassearbeiten weiterhin die Ausführungen von CORNELIUS (1920, 1923), K. BODEN (1925), KRAUS (1923, 1926), F. P. MUHEIM (1934), S. SCHIEMENZ (1960), H. FOCHTBAUER (1967) und H. HAGN (1960).

Viele Arbeiten waren den Problemen des Flysch gewidmet. Es seien aus der Fülle der Namen nur einige genannt: H. P. CORNELIUS (1926), H. HAGN (1949) und U. v. RAD (1962).

Die intensivsten Arbeiten, die zudem für den ganzen Alpen-Nordrand im Allgäu und Vorarlberg eine wichtige Quelle

geologischer Erkenntnisse darstellen, sind zweifelsohne die Arbeiten von M. RICHTER, der seit 1922 in zahlreichen Publikationen die Zusammenhänge zwischen Flysch, Ultrahelvetikum, Helvetikum und Molasse untersuchte (z. B. 1922, 1925, 1937, 1960, 1966 und 1970).

1.4 Paläogeographische Entwicklung

An dieser Stellen sollen in erster Linie Fazies und Verhältnisse der primären Sedimentationsräume im Bereich der Tethys-Geosynklinale interessieren, eben weil es auffällig ist, daß sich in den Ostalpen die Hauptfazieszonen, die einmal nebeneinander lagerten, jetzt getrennt übereinander in selbständigen Decken vorfinden. Die Tethys war durch mehrere Schwellen (meist submarin) in Geosynklinalteiltrögen aufgeteilt, die mehr oder weniger ein E-W Streichen hatten. Diese Schwellen müssen später bei der Deckenbildung eine Rolle gespielt haben. Die früher sehr viel diskutierte Frage der Allochthonie oder Autochthonie (z. B. REISER, 1923) alpiner Bauteile, ist im Norden weitgehend zugunsten der allochthonen Vorstellung geklärt. Geologen wie z. B. R. STAUB (1924), L. KÖBER (1955), E. SUESS (1909) und M. RICHTER (in fast allen seiner Alpenpublikationen) haben hierzu bedeutende Beiträge geliefert.

Folgende Faziesräume lassen sich in den Ostalpen unterscheiden: von N nach S beginnt das in der Miogeosynklinale ausgebildete Helvetikum, das sich auch in verschiedene Faziesbereiche untergliedert, die voneinander durch mehr oder weniger bereits nachgewiesene Kleinschwellen getrennt waren. Im Allgäu und Vorarlberg können daher Nord-, Mittel- und Südhelvetikum ausgeschieden werden.

Diese Untergliederung war besonders in der Kreide- und Alttertiärzeit durch schwache Bewegungen ausgeprägt, so z. B. im Ob. Apt (Brisisandstein), Mittleres-Oberes Alb (Twirrenschichten), Cenoman (Lochwaldschichten) und Santon (Leistmergel) - M. RICHTER, 1960 -.

Die Schichtserie des Helvetikums besteht ausschließlich aus marinen Sedimenten. Sie sind, wie oben erwähnt wurde, in einem epikontinentalen Trog südlich der Vindelizischen Schwelle abgelagert worden. Im westlichen Abschnitt der Alpen (in der Schweiz) reichen sie vom Ob. Karbon bzw. Verrucano bis ins Alttertiär. Dagegen stammen an der Canisfluh in Vorarlberg die ältesten aufgeschlossenen Gesteine aus dem Ob. Dogger und im Untersuchungsgebiet aus dem Barrême (Drusbergschichten). Nach Osten sind die helvetischen Vorkommen nur in einem schmalen Streifen weiter zu verfolgen.

Die helvetischen Vorkommen des Allgäus und Vorarlbergs gehören der aus der Schweiz im Westen heranziehenden und faziell zum Nord-, Mittel- und Südhelvetischen Ablagerungsraum gehörenden Säntisdecke an. Während der Grüntenzug, dessen Ostteil innerhalb des Untersuchungsgebietes liegt, aus einem südlichen Teil dieser Decke stammt. Dieser ist über die nördlichen Teile hinweg geschoben und erreicht nach (M. RICHTER, 1966) eine Schubweite von mindestens 20 km. Südlich davon schließt das ultrahelvetische Ablagerungsgebiet an, mit einem neuen Schichtverband (Liebensteiner Decke), der wiederum seine charakteristischen Gesteine besitzt. Er beginnt im Liegenden mit den im Ob. Apt zur Ablagerung gekommenen Hochkugelschichten (s. Tabelle S. 77, die M. RICHTER (1960) als Übergang aus dem südlichsten Helvetikum (Argenfazies) deutet. Das Hangende und jüngste der Liebensteiner Decke wird aus der Schelpenserie (Alttertiär bis zum Mittel Eozän) gebildet.

Regional betrachtet läßt sich die Liebensteiner Decke nach Westen bis über den Rhein hinaus verfolgen. Ihre Leimernschichten sind in Vorarlberg und im Allgäu zu beobachten (M. RICHTER, 1957). Östlich der Iller ist das Ultrahelvetikum nur in einem kleinen Streifen aufgeschlossen, bis die Liebensteinerkalke vor Pfronten und dann die Leimernschichten in der Füssener Bucht unter dem Flysch abtauchen.

Es wurde in der letzten Zeit mehrmals versucht, mit Mitteln der mikropaläontologischen Untersuchung den Faziesübergang Südhelvetikum/Ultrahelvetikum zu klären. Denn es stellt sich ja nun die Frage, ob bei zwei gleichaltrigen und auch lithologisch zum Verwechseln ähnlichen Gesteinen die Ausscheidung zweier Ablagerungsräume eine Notwendigkeit ist. Im Rahmen dieser Arbeit wurden Schlammproben wie auch zahlreiche Dünnschliffe beider, freilich nur im Untersuchungsgebiet vorkommenden Sedimente untersucht. Von der Mikrofauna her konnten kaum Unterschiede, z. B. zwischen Seewerkalk und Liebensteinerkalk, festgestellt werden. Aber auch petrographisch waren sie sich sehr ähnlich (s. unten). Daß man sie trotzdem auseinanderhält, ist auf tektonisch resp. paläogeographische Überlegungen zurückzuführen. M. RICHTER hat (1957) in seiner Arbeit ausführlich die Frage der Existenz der Liebensteiner Decke verteidigt. Dort, wo vollständigere Profile, z. B. weiter im Westen, vorhanden sind, läßt sich eher eine bessere Bewertung vornehmen. Es muß ja östlich des Rheins nicht unbedingt eine Schwelle zwischen dem Südhelvetikum und dem Ultrahelvetikum gelegen haben, um die zwei Faziesausbildungen hervortreten zu lassen. Der gleiche Effekt kann auch zustande kommen, falls keine Konglomerate und Brekzien vorhanden sind, wenn man etwas tiefer gesenkte Sedimentationsräume für die Ablagerungen des Ultrahelvetikums gegenüber dem etwas nördlicheren Südhelvetikum annimmt.

Außerdem ist auch die Argenfazies als Zwischenzone, die weiter im Westen aufgeschlossen ist, vorhanden. M. RICHTER (1960, S. 87) führt aus: "Gerade über die Argenfazies des südlichen Helvetikums führt der Weg in das Hochhelvetikum (= Ultrahelvetikum, Verf.) der Liebensteiner Decke."

Seit der Unteren Kreide macht sich im Süden eine neue trennende Schwelle, die nordpenninische, bemerkbar. Sie war von da an für die Geosynklinale Schuttlieferant, sowohl für deren Südseite, wo die Sedimente der Feuerstätter Decke entstanden, als auch für die Nordseite, wo die besprochenen ultrahelvetischen Sedimente abgelagert wurden. Mit der Feuerstätter Fazies beginnt ein weiteres Kapitel in der Alpengeologie. Mit der Flysch Fazies im allgemeinen und der Feuerstätter Fazies im besonderen läßt sich von der Unteren Kreide an auch das Penninikum in den Ostalpen nachweisen. Bei dem Flysch handelt es sich um orogene Sedimente, die von den Hochgebieten hinab, in die rasch und sich tiefer einsenkenden Tröge transportiert wurden. Sie wurden dann von der alpinen Tektonik erfaßt, was man heute in Form von Decken und Schuppen im Norden der Alpen sehen kann.

Oben wurde erwähnt, daß die Flyschdecken in Richtung nach Süden mit der Fazies der Feuerstätter Decke beginnen. Ihr Absatzgebiet ist heute, wegen der späteren gewaltigen Überschiebungen, nicht mehr zugänglich. Ihre Vorkommen erstrecken sich von Vorarlberg und dem Allgäu über das Untersuchungsgebiet (allerdings mit vorwiegend Sandsteinen der Mittel Kreide) weiter nach Osten. Die Schichtenfolge dieser Fazies beginnt nach M. RICHTER (1966) mit den Aptychenschichten (Valendis) und schließt im Handenden mit den ob. Junghansenschichten (Maastricht Mitteleozän) ab (Tab. 13). Typisch für diese Decke (Vorarlberg und Allgäu) sind die exotischen Gerölle und Blöcke aus Kristallinen Gesteinen, deren Sedi-

mentation vom Norden erfolgt ist, M. RICHTER (1966), in "turbidity currents" und in Olistostromen. Daß die Feuerstätter Decke vor allem lithofazielle Beziehungen zu den tektonisch höheren, aber ursprünglich südlicher abgelagerten Flyschsedimenten aufweist, war oben bereits erwähnt worden.

Die im Bereich des Untersuchungsgebietes tektonisch höchsten auftretenden Flyscheinheiten, gehören der Hauptflyschdecke an. Damit ist das am weitesten von Süden hier übergeschobene penninische Vorkommen angesprochen. M. RICHTER (1966) untergliedert die Hauptflyschdecke in nördliche und südliche Fazies. Beide Faziesbereiche in der Geosynklinale streichen von W über Vorarlberg und den Allgäu getrennt, um sich dann Richtung E ab Hindelang zu vereinigen. Davon unabhängig ist die Feuerstätterdecke, die (M. RICHTER, 1957, 1966) dem Nordpenninikum entstammt. Die Hauptflyschzone ist weit nach E zu verfolgen. Ein Blick auf die Tabelle 3 soll eine eingehendere Schichten- und Altersangabe ersparen. Es sei hier nur bemerkt, daß im Untersuchungsgebiet lediglich die Ofterschwanger Serie (Alb-Ober Cenoman), Reiselsberger Sandstein (Ober Cenoman-Turon) und die Piesenkopf Serie (Coniac) aufgeschlossen sind. Die Vorkommen des Reiselsberger Sandsteines sind ausgedehnt und begrenzen das Kartierungsgebiet im Süden. Dagegen tritt von den Piesenkopfschichten nur ein kleiner Ausbiss am Winkelsbach im SW auf. Und im gleichen Bach sind die Ofterschwanger Schichten der Beobachtung zugänglich.

An der Deckennatur der helvetischen, penninischen und ostalpinen Gesteinseinheiten kann heute nicht mehr gezweifelt werden. Ja man kann heute sogar mit Hilfe palinspastischer Rekonstruktionen (z. B. TRÖMPY, R., 1969) die Schubweiten der Decken berechnen und so sinnvolle paläogeographische Bilder gewinnen.

Außerdem ist auch die Argenfazies als Zwischenzone, die weiter im Westen aufgeschlossen ist, vorhanden. M. RICHTER (1960, S. 87) führt aus: "Gerade über die Argenfazies des südlichen Helvetikums führt der Weg in das Hochhelvetikum (= Ultrahelvetikum, Verf.) der Liebensteiner Decke."

Seit der Unteren Kreide macht sich im Süden eine neue trennende Schwelle, die nordpenninische, bemerkbar. Sie war von da an für die Geosynklinale Schuttlieferant, sowohl für deren Südseite, wo die Sedimente der Feuerstätter Decke entstanden, als auch für die Nordseite, wo die besprochenen ultrahelvetischen Sedimente abgelagert wurden. Mit der Feuerstätter Fazies beginnt ein weiteres Kapitel in der Alpengeologie. Mit der Flysch Fazies im allgemeinen und der Feuerstätter Fazies im besonderen läßt sich von der Unteren Kreide an auch das Penninikum in den Ostalpen nachweisen. Bei dem Flysch handelt es sich um orogene Sedimente, die von den Hochgebieten hinab, in die rasch und sich tiefer einsenkenden Tröge transportiert wurden. Sie wurden dann von der alpinen Tektonik erfaßt, was man heute in Form von Decken und Schuppen im Norden der Alpen sehen kann.

Oben wurde erwähnt, daß die Flyschdecken in Richtung nach Süden mit der Fazies der Feuerstätter Decke beginnen. Ihr Absatzgebiet ist heute, wegen der späteren gewaltigen Überschiebungen, nicht mehr zugänglich. Ihre Vorkommen erstrecken sich von Vorarlberg und dem Allgäu über das Untersuchungsgebiet (allerdings mit vorwiegend Sandsteinen der Mittel Kreide) weiter nach Osten. Die Schichtenfolge dieser Fazies beginnt nach M. RICHTER (1966) mit den Aptychenschichten (Valendis) und schließt im Handenden mit den ob. Junghansenschichten (Maastricht Mitteleozän) ab (Tab. 13). Typisch für diese Decke (Vorarlberg und Allgäu) sind die exotischen Gerölle und Blöcke aus Kristallinen Gesteinen, deren Sedi-

mentation vom Norden erfolgt ist, M. RICHTER (1966), in "turbidity currents" und in Olistostromen. Daß die Feuerstätter Decke vor allem lithofazielle Beziehungen zu den tektonisch höheren, aber ursprünglich südlicher abgelagerten Flyschsedimenten aufweist, war oben bereits erwähnt worden.

Die im Bereich des Untersuchungsgebietes tektonisch höchsten auftretenden Flyscheinheiten, gehören der Hauptflyschdecke an. Damit ist das am weitesten von Süden hier übergeschobene penninische Vorkommen angesprochen. M. RICHTER (1966) untergliedert die Hauptflyschdecke in nördliche und südliche Fazies. Beide Faziesbereiche in der Geosynklinale streichen von W über Vorarlberg und den Allgäu getrennt, um sich dann Richtung E ab Hindelang zu vereinigen. Davon unabhängig ist die Feuerstätterdecke, die (M. RICHTER, 1957, 1966) dem Nordpenninikum entstammt. Die Hauptflyschzone ist weit nach E zu verfolgen. Ein Blick auf die Tabelle 3 soll eine eingehendere Schichten- und Altersangabe ersparen. Es sei hier nur bemerkt, daß im Untersuchungsgebiet lediglich die Ofterschwanger Serie (Alb-Ober Cenoman), Reiselsberger Sandstein (Ober Cenoman-Turon) und die Piesenkopf Serie (Coniac) aufgeschlossen sind. Die Vorkommen des Reiselsberger Sandsteines sind ausgedehnt und begrenzen das Kartierungsgebiet im Süden. Dagegen tritt von den Piesenkopfschichten nur ein kleiner Ausbiss am Winkelsbach im SW auf. Und im gleichen Bach sind die Ofterschwanger Schichten der Beobachtung zugänglich.

An der Deckennatur der helvetischen, penninischen und ostalpinen Gesteinseinheiten kann heute nicht mehr gezweifelt werden. Ja man kann heute sogar mit Hilfe palinspastischer Rekonstruktionen (z. B. TRÖMPY, R., 1969) die Schubweiten der Decken berechnen und so sinnvolle paläogeographische Bilder gewinnen.

Auf eine ausführliche Diskussion des Alters der Hauptüberschiebungen wird hier verzichtet. Stattdessen möchte ich auf die diesbezüglich unterschiedlichen Meinungen in der Literatur verweisen (SCHMIDT-THOME' (1962), TOLLMANN (1963), E. KRAUS (1951 a,b) u. a.).

In meinem Arbeitsgebiet treten von den besprochenen Einheiten nur Serien aus der Hauptflyschzone, der Feuerstätter Decke, dem Ultrahelvetikum und dem Helvetikum auf. Dazu tritt der südliche Teil der subalpinen Molassezone auf. Ihre Entstehung ist mit der Geschichte der Alpen untrennbar verbunden, da der Molassetrog als Exogeosynklinale (Vortiefe) seit der Gebirgsbildung und dem Aufsteigen des Alpenkörpers vom Alttertiär bis heute ein Schuttempfänger alpinen Materials gewesen ist.

Seine ältesten Gesteine sind die Deutenhausener Schichten (Unt. Oligozän), die jüngsten reichen wahrscheinlich bis ins Unt. Pliozän. Weitere Schicht- und Altersangaben sind der Tab. 2 zu entnehmen.

Bekanntlich wird die Molasse in Subalpine Molasse (Faltenmolasse) im S und Vorland-Molasse (Ungefaltete Molasse) im N untergliedert. Ihre Sedimente sind oft abwechselnd mariner limnischer oder fluviatiler Natur. Die Molasse-Untergliederung in zwei Teile ist nur tektonisch zu verstehen. Zwischen beiden Gebieten verläuft eine SW-NE-Aufschiebungslinie; sie trennt die Molasse in die beiden Teile mit unterschiedlichen tektonischen Strukturen. Die Faltenmolasse im S ist durch ihren Muldenbau gekennzeichnet (im Bereich des Kartierungsgebietes ist der südliche Flügel der "Murnauer Mulde" mit-erfaßt worden). Während im N die ungefaltete Molasse mit ihrer sehr großen Ausbreitung durch schwache Bruchtektonik betroffen ist.

Infolge der Asymmetrie des Molassetroges treten die größten Schichtmächtigkeiten im Alttertiär unmittelbar am Alpenrand auf. Am Ende des Eozäns-Anfang Oligozän verschob sich die Trogachse größter Senkung in den Bereich der Exogeosynklinale, so daß die Sedimentation im südlichen Molassebereich über 3 km beträgt. Es ist naheliegend, das Fehlen der jüngsten (Obermiozänen) Schichten im S (im Bereich der subalpinen Molasse) durch die Nordbewegung der Trogachse zu erklären.

Die Faltungs- und Überschiebungsvorgänge der alpidischen Orogenese im N haben den subalpinen Teil des Molassebeckens in den Faltenbau einbezogen. Die Alpennordgrenze hat innerhalb der Molasse den Charakter einer Überschiebung. Nach M. RICHTER (1951) stellt die Faltung der subalpinen Molasse eine typische Abscherfaltung dar, verursacht durch Anschub der alpinen Decken, deren Träger die Deutenhausener und die Tonmergel-Schichten des Rupels sind. Ein Teil der älteren Molasse war davon nicht betroffen. Nach M. RICHTER (1937) und SCHMIDT-THOME (1957) wird der Untergrund der Molasse vom Helvetikum im Übergang zum süddeutschen Jura eingenommen. Zum Alter dieser Überschiebung haben sich mehrere Geologen geäußert, z. B. SCHMIDT-THOME hat für die Faltung der subalpinen Molasse Bayerns ein nachtortonisches bis nachsarmatisches Alter angenommen.

Die Überschiebung der Alpenrandzone auf die Molasse war 1950 von M. RICHTER vermutet worden, eine Hypothese, die durch Erdölbohrungen in Niederösterreich bestätigt wurde. Dabei wurde das Helvetikum durchteuft und die Molasse erreicht (BRAUMÖLLER, 1959; JANOSCHEK, 1957). Den Charakter einer Deckenüberschiebung der Molasse durch ihren südlichen Rand beweisen außerdem nach M. RICHTER (1950) die Molassefenster bei Scheibbs und Texing (Niederösterreich), die zwischen Flysch und Kalkalpen auftauchen, die durch die späteren Untersuchungen von S. PREY bestätigt wurden.

2. Die Schichtenfolge

2.1 Molasse

Von der Molasse interessieren im Rahmen der vorliegenden Arbeit hauptsächlich die tektonischen Verhältnisse. Zu einer ausführlicheren stratigraphischen Diskussion möchte ich auf die einschlägige Literatur hinweisen.

2.1.1 Molassebecken und Gesteinsausbildung

Die nördliche Exogeosynklinale des Alpenorogens beschränkt sich auf einen schmalen Streifen, der im W in der Schweiz mit einigen km Breite anfängt, sich nach E auf etwa 135 km östlich des Meridians von München verbreitert, um dann in Österreich wieder auf einige km abzunehmen. Was die Tiefe des Trogas anbetrifft, so wurde im vorherigen Kapitel auf seine asymmetrische Form bereits hingewiesen. Die größten Sedimentmächtigkeiten trifft man im südlichen Molassebereich (subalpinen Molasse) mit bis zu 5 km Mächtigkeit. Dagegen nimmt die Gesamtmächtigkeit der Molassesedimente ganz im N des Beckens, entsprechend seinem asymmetrischen Bau, schnell ab bis zum Beckenrand.

Aus der folgenden von SCHMIDT-THOME (1962) entworfenen Tabelle können die Mächtigkeiten von S nach N in Zahlen abgelesen werden.

Unterstufe	:	Mächtigkeitsextreme	:	Abstand des Mächtig-
	:		:	keitsmaximums vom
	:		:	sichtbaren Südrand
	:		:	der Faltenmolasse

Unter-Pont		200 - 400 m (?)		40 - 60 km

Sarmat				
		200 - 2 000 m		20 - 30 km
Torton				

Helvet				
		200 - 500 m		Trogachse nicht
Burdigal				ausgeprägt;
				ca. 20 km (?)

Aquitän		1 000 - 3 500 m		10 - 15 km
Chatt				
Rupel		250 - 1 500 m		0 km
Lattorf				

Tab. 1 : Mächtigkeits-Maxima nach SCHMIDT-THOME (1962)

Die südlichste Beckenvertiefung erfolgte im untersten Oligozän (Deutenhausener Schichten) und zeigt Übergangsverhältnisse zwischen Flysch und Molasse. Die Sedimentlieferung aus den im Aufsteigen befindlichen Alpen im S hat die Senkung ausgeglichen und teilweise überholt. So konnte es zu wechselhaften Faziesbildungen kommen. Flußdeltas, fluviatile Gerölle und Sandsteine aller Korn-Fraktionen sind in großem Maße am Bau der Molasse beteiligt, womit auch die für diese Randsenke charakteristischen Nagelfluh-Ausbildungen angesprochen sind. In Wechsellagerung mit Sand-

steinen und Mergel kommen sie sowohl in den tiefsten Molasse-lagen der Deutenhausener Schichten vor, als auch bis in die Obere Süßwasser-Molasse im Torton. Marine, brackische und limnische Sedimentation ermöglichten eine erste Gliederung der Molasse.

Von den Molassegesteinen selbst interessieren hier nur diejenigen, die im Untersuchungsgebiet auftreten. Es sind ausschließlich oligozäne Ablagerungen, die, wie wir weiter unten sehen werden, beachtliche Mächtigkeiten erreichen.

Im Allgäu beginnt die Untere Meeres-Molasse mit den Deutenhausener Schichten. Sie stellen nach M. RICHTER (1966) ein Übergangsglied zwischen dem autochthonen helvetischen Flysch im S und dem Molassetrog im N dar. Ihre Vorkommen bleiben auf einen Streifen zwischen Wertach und Murnau beschränkt. Sie sind vorwiegend sandig-tonig und enthalten bereits Nagelfluhbänke, die nach oben in die Tonmergel-Schichten übergehen. Letztere sind unter marinen Verhältnissen entstanden; Tonlagen herrschen vor und nach oben nimmt der Sandsteingehalt zu, was zu den Bausteinschichten überleitet. Diese sind brackisch und bestehen vorwiegend aus zähen, grauen Kalksandsteinen. Die marin-brackischen Verhältnisse dauern die ganze Zeit des Lattorf, Rupels und des unteren Chatts an. Nach SCHUDER (1963) ergibt sich für die gesamte Untere Meeresmolasse im Bezug auf Sandstein- und Mergelpartien eine annähernd gleiche Zusammensetzung. Lediglich in der Korngröße unterscheidet man die einzelnen gleichartigen Gesteinsschichten voneinander.

Das Meer zieht sich im untersten Chatt aus der alpinen Randsenke zurück. Damit setzen die Ablagerungen der Unteren Süßwassermolasse ein. Fluviatil-limnische und terrestrische Gesteinsfolgen bauen sie bis zum Aquitan auf. Von der

Unteren Süßwassermolasse tritt im Untersuchungsgebiet nur die tiefste Einheit der Weißbach-Schichten auf. Sie zeigen durchgehend bunte, meist rote Farben und bestehen abwechseln aus Nagelfluhen, Sandsteinen und Mergel. Die Frage dieser rythmischen Sedimentation grob - mittel - fein, auch "Repetitionsschichtung" genannt, und im Gebiet besonders in den Baustein- und Weißbachschichten ausgeprägt, wurde bereits von M. RICHTER (1926) behandelt. Weil die Nagelfluhbänke schnell auskeilen und durch feineres Material horizontal ersetzt werden, sind nach ihm kleine Absenkungen, die von E. KRAUS (1923) angenommen waren, unwahrscheinlich. SCHIEMENZ (1960) führt diese Sedimentationsweise nur auf das stetige Pendeln der Flußmündungen in dem ehemaligen Absatzgebiet zurück.

Zur Altersstellung der einzelnen Schichten soll die folgende Tabelle (2) einen Überblick geben.

Aquitän	Kojen-Schichten - 1 000 m	
-----		
Chatt	Steigbach-Schichten - 1 000 m	Untere Süßwasser-
		Molasse
	Weißbach-Schichten - 1 000 m	
		
-----	-----	
	Baustein-Schichten - 250 m	
		Untere Meeres-
Rupel	Tonmergel-Schichten 250 - 800 m	Molasse
		
-----	-----	
Lattorf	Deutenhausener-Schichten - 800 m	

Tab. 2 : Stratigraphie der Molasse im Ostallgäu (nach M. RICHTER, 1966)

2.1.2 Molasseuntergrund

Das im N gelegene und nach S unter das Mesozoikum abtauchende Vindelizische Land breitete sich unter Molasse und Mesozoikum als varistisch gefalteter Untergrund aus. Darauf hatten ver-

schiedene Autoren wie z. B. TRÖMPY (1952), DORN (1958) und SCHMIDT-THOME (1962) hingewiesen. Süddeutschland wurde im Oberen Jura von W her durch das Tethysmeer überflutet. Es folgte eine Regression an der Jura/Kreide Wende und erst in der Oberen Kreide stieß von SE das Meer (durch eine Verbindung zum südlicher vorhandenen helvetischen Meer, OSCHMANN 1957, HAGN 1960, SCHMIDT-THOME 1961 u. a.) in die flache Senke vor. Im südlichen Bereich der Molassesenke bildet das Helvetikum vermutlich den Hauptanteil des Liegenden der Molasse. Ähnlich haben sich auch CADISCH (1953, 1960), SCHMIDT-THOME (1957), HAGN (1960) u. a. geäußert.

Im untersuchten Gebiet selbst gibt es keine Möglichkeit, die Molasseunterlage im Anstehenden zu beobachten. Nach seismischen Untersuchungen im Rahmen der Erdölexploration im Bereich der Molasse, die vor allem von CLASEN & G. DOHR (1957) zum erstenmal geologisch ausgewertet waren, wurde das Vorhandensein vom Helvetikum für wahrscheinlich angenommen. Zwei Tiefbohrungen: Legau 1 im NW und Murnau 1 im E (BREYER & DOHR, 1959) haben diese Vermutungen bestätigt.

2.1.3 Verbreitung der Aufschlüsse und Stratigraphie

Aus der Molasse wird nur ein schmaler Streifen von der Untersuchung erfaßt. Es war nicht der Zweck der Arbeit, anhand der beschränkt auftretenden Aufschlüsse und der geringeren Verbreitung, besonders der ältesten Molassegesteine, weit angelegte petrographische und sedimentologische Untersuchungen anzustellen. Zumal umfassende Arbeiten vorliegen, z. B. von M. RICHTER (1940), ZEIL (1954), HAGN (1960), SCHIEMENZ (1960) und in mehreren Diplomarbeiten der geologischen Institute in München und Berlin. Daher sollen die Deutenhausener-, Tonmergel-, Baustein- und Weißbachschichten entsprechend ihrer Häufigkeit nur kurz behandelt werden.

2.1.3.1 Die Deutenhausener Schichten

Ihr Vorkommen beschränkt sich auf einen Aufschluß östlich der Enzenstettener Seitenverschiebung, vor deren Auslaufen nördlich der Ruine Hohen-Freyberg. Dort schneidet ein Bächlein die Moräne durch und macht die obersten Deutenhausener Bänke frei. Es sind Sandsteine mit einem beachtlichen Tonmergelgehalt, die in die obersten Deutenhausener Schichten gestellt wurden und ein Lattorf Alter besitzen. Sie sind dünn gebankt, meistens unter 15 cm, mit eingeschalteten, bis zu 50 cm dicken Kalksandsteinen. Sie fallen steil nach SE ein und zeigen, wie aus der Skizze oben zu ersehen ist, ein umlaufendes Streichen um die Seitenverschiebung herum, die etwa 100 m weiter im SW ihr Endstadium erreicht. Ein Schichtstreichen zwischen 60° und 80° wurde gemessen, während die von der Störung unbeeinflussten Schichten ein normales E - W Streichen besitzen.

Von dieser Schicht sind die obersten ca. 50 m aufgeschlossen. Weiter nördlich, am gleichen Bacheinschnitt, gehen sie in Mergel über, dabei werden die Bänke immer dünner, sind aber noch sandhaltig.

Schlammprobe 289, aus den oberen Partien gezogen, lieferte umgelagerte 2-kielige Globotruncanen. Sie sind durch den Transport teilweise zerstört und deshalb schlecht bestimmbar.

2.1.3.2 Die Tonmergelschichten

Sie treten im gleichen Bächlein auf, wo die Deutenhausener Schichten im Liegenden anstehen, ihr Vorkommen ist aber etwas größer. Sie sind oft im mm-Bereich geschichtet mit bräunlicher Farbe, häufig schalten sich dünne Kalksandsteinlagen ein. Ihre Aufschlüsse sind auf die östliche Seite der Enzenstettener Störung beschränkt, während auf der westlichen Seite, tektonisch bedingt, die Bausteinschichten anstehen. Die Tonmergel spielen im Gebiet eine

wichtige Rolle im Bezug auf die Tektonik, da sie auf die tektonische Beanspruchung anders reagieren. Sie haben durch ihr plastisches Verhalten die große, fast vertikal zum Schichtstreifen laufende Enzenstettener Störung abgeschwächt und in WNW-ESE Strukturen umgelenkt. Sie ließen sich tektonisch nicht verschieben, wie es bei den darüber folgenden, spröden Konglomeraten und Sandsteinen der Fall war. Im S streichen die Tonmergel ENE-WSW mit 75° - 80° , und 100 m nördlicher, dort wo der effektive Einfluß der Störung noch größer ist, zeigen die Meßwerte um 60° ENE Streichen bei einem steilen N-Einfallen.

Von den Tonmergeln sind etwa 80 m aufgeschlossen. Nach M. RICHTER (1966) haben sie ein Rupel-Alter.

2.1.3.3 Die Bausteinschichten

Nach der ruhigen Sedimentation folgen die im normalen Profil erst langsam an Sandgehalt zunehmenden Tonmergel. Dieser Übergang gehört stratigraphisch noch zu den Tonmergelschichten. Mit der stärkeren Sandstein-Sedimentation setzt die Ablagerungsperiode der Bausteinzone ein. Dieser Übergang ist im Arbeitsgebiet nicht aufgeschlossen. Östlich der diagonalen Seitenverschiebung, nördlich der Freyberg-Ruine, erscheinen sie nicht. Westlich davon bilden sie eine ca. 150 m breite Hügelzone, die sich von der Störung aus, nach W, Richtung Hummel, auf etwa 1 km im Streichen verfolgen läßt. Mehrere Nagelfluhbänke, die sich am Aufbau dieser Schichten beteiligen, heben sich morphologisch im Gelände gut hervor. Sie besitzen die typische graue Farbe, auch ihre Zerfallprodukte haben die gleiche Farbe. Ihre Nagelfluhen bilden mit den jüngeren und zahlenmäßig häufigeren roten Weißach-Konglomeratbänken einen Hügelzug im N, mit Mächtigkeiten von 5 - 10 m. Meist sind die Gerölle unter 5 cm Ø, erstaunlich aber ist die gute Einregelung der Geröll-Längsachsen, parallel zum meist E - W streichenden Gesteinsverband. Ein Säulenprofil weiter unten zeigt Lage und

Lithologie der aufgeschlossenen Baustein- und der darüber folgenden Weißbachschichten.

Bezüglich der eingemessenen Streich- und Fallwerte, westlich der diagonalen Seitenverschiebung, sei hier zu bemerken, daß eine E - W Streichrichtung (zwischen 85° - 95°) im Gegensatz zu den liegenden Tonmergelschichten dominierend ist. Dazu wurden N-fallende Fallwerte von 75° - 90° registriert.

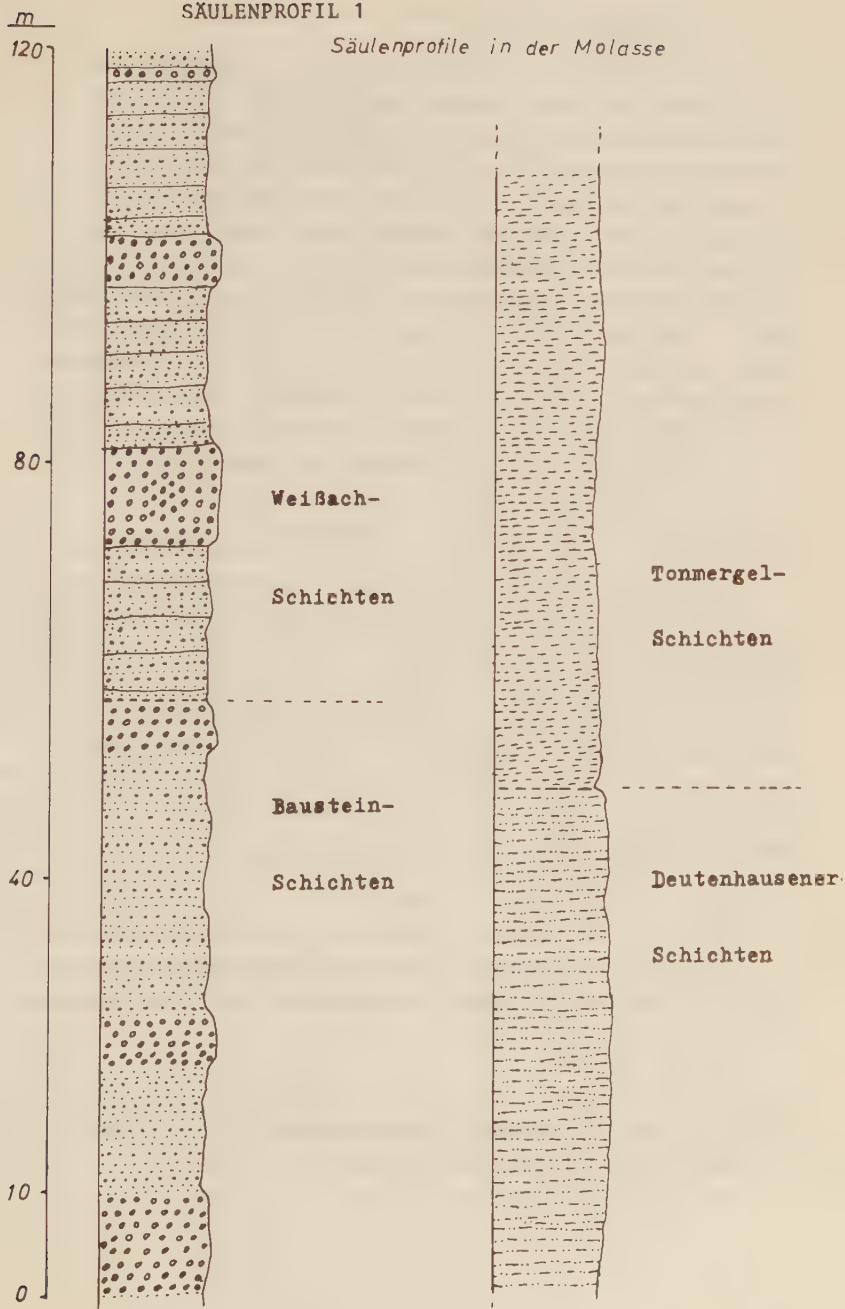
Mit den Bausteinschichten, deren Sedimentation vom oberen Rupel bis unteren Chatt angedauert hat, findet die Untere Meeresmolasse ihren Abschluß. Zuletzt treten davon im Untersuchungsgebiet ca. 70 - 80 m Bausteinschichten auf. Das Meer zieht sich zurück und die Sedimentation wird unter Süßwasser-Bdingungen fortgesetzt. Die untersten Bildungen sind:

2.1.3.4 Die Weißbachschichten

Der stratigraphische Übergang äußert sich im Gelände nur durch die neu auftretende Rotfärbung. In anderen Aufschlüssen schaltet sich dazwischen ein ca. 50 cm mächtiges Kohleflöz ein. Es ist ein Zeuge teilweiser Verlandung zwischen Zeiten der unteren Meeresmolasse und unteren Süßwassermolasse im Unteren Chatt. Die Weißbachschichten sind auf drei km Länge von SE Schwarzenbach im E bis Oberolden im W zu verfolgen. Wie aus dem Säulenprofil (S. 23) hervorgeht, sind die Konglomeratbänke in einem großen Maße am Gesteinsaufbau beteiligt und nehmen am Bau des Buch-Waldhögelzugs einen beachtlichen Teil ein. Dieser Zug ist ja der um 1,5 km westlich der Enzenstettener Störung nach SW verschobene Molasseteil, welcher sich morphologisch und geologisch nördlich Enzenstetten nach E weiter fortsetzt. Die Weißbachschichten streichen E-W, fast genau wie die darunter liegende Bausteinserie, mit 85° - 90° N-Fallen. Sie haben ein Chatt-Alter.

SÄULENPROFIL 1

Säulenprofile in der Molasse



2.1.4 Tektonische Strukturen

Die gesamte subalpine Molasse wird mehr oder weniger tektonisch noch den Alpen zugerechnet; sie ist durch ihre Überschiebungen sowie durch die eigenartigen Muldenstrukturen gekennzeichnet. Die letzten Bewegungen der alpidischen Orogenese verschweißen Molasse und Alpen. Hierbei gerieten die südlichen Molasse-Schichtglieder unter den Nordrand der von S herankommenden Decken, wobei Teile der südlichen Molasse von ihrer Unterlage abgeschert wurden. Nach M. RICHTER (1950) ist die Faltung der subalpinen Molasse nur durch den Anschub dieser aus dem S entstammenden Decke entstanden. Wie die Bohrung Urmannsau (Niederösterreich) zeigt, wurde die Molasse unter den Kalkalpen erbohrt. HAGN & ZEIL (1954) sprachen von einer "Amputation" der ältesten Molasseschichten im äußersten Süden.

Bezeichnend für die Großtektonik der Falenmolasse ist ihr weitgespannter Muldenbau. Reduzierte und nicht voll entwickelte, sowie mehrfach gestörte Antiklinalen trennen die einzelnen E-W streichenden tektonischen Mulden voneinander. Die Aufschiebungsflächen kommen aus der Tiefe wahrscheinlich flach an und werden nach oben steiler. Hier bieten sich die Tonmergelschichten der unteren Meeresmolasse als wahrscheinlicher Abscherungshorizont an. Die gleichen Tonmergel werden außerdem nochmals weiter unten bei Besprechung der Enzenstettener diagonalen Seitenverschiebung eine nicht unbedeutende Rolle spielen.

Die Schichten der Muldenkerne werden umso jünger, je weiter man nach N schreitet. Lage und Verlauf der einzelnen Mulden im Allgäu und westlichen Oberbayern sind in der folgenden Skizze (Abb. 1) dargelegt.

Es sind vor allem steil gestellte Schichten der unteren Meeresmolasse und unteren Süßwassermolasse, welche im Untersuchungsgebiet gesteinsbildend auftreten.

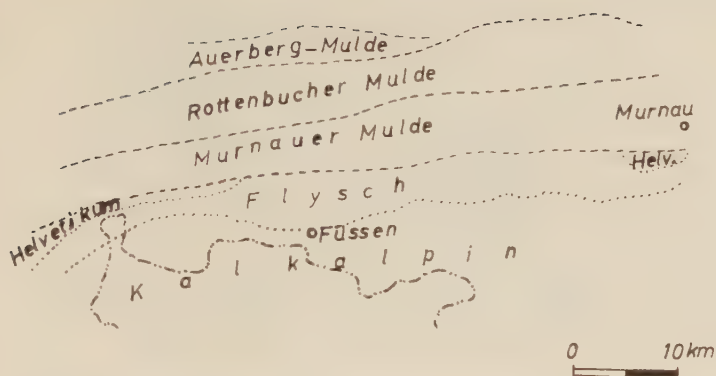


Abb. 1 : Molasse-Mulden nördlich Füssen

Im Bereich der Baustein- und Weiachschichten wurde immer ein Einfallen registriert, das zwischen 75° und 90° nach N variiert, bei einem E-W Streichen. Diese Beträge und Richtungen ändern sich freilich östlich und westlich der Enzenstettener diagonalen Seitenverschiebung dicht vor ihrem Auslaufen am Rande des überschobenen Helvetikums der Freyberg-Eisenberg-Gruppe. In diesem Zusammenhang kann jetzt die Frage beantwortet werden, was mit den mehrfach aus der Molasse herankommenden Seitenverschiebungen passiert, die oft den Anschein hervorriefen, als würden sie sich weiter nach S in den überschobenen alpinen Decken fortsetzen. Im Bereich dieser Untersuchung ist die große Enzenstettener Seitenverschiebung von großer Wichtigkeit, und von dieser wiederum tritt nur deren südliches Ende im Arbeitsgebiet auf. Zunächst zeichnet sich die Störung östlich Seeg im NE ab (SCHMIDT-THOME, Karte 1960), nimmt einen südwestlichen Verlauf, wobei sie die gesamte Murnauer Mulde durchschneidet und scheint in dem Helvetikum am Schweinegger Weiher (E-Schweinegg) weiterzugehen. Westlich dieser tektonischen Linie werden die

schichten bis ca. 1,5 km nach SW versetzt: z. B. kommt eine Nagelfluhrippe mit einem E-W Streichen bei Enzenstetten an, wird dort abgeschnitten und setzt sich erst im Buch-Wald, im Norden des Untersuchungsgebietes morphologisch und geologisch eindeutig fort. Die Störung paßt sich innerhalb des Deformationsbildes in das Scherflächensystem des Nordalpenkörpers ein, mit der üblichen NE-SW verlaufenden Scherflächenrichtung. Bekanntlich wird diese Richtung als das Loisachstörungssystem bezeichnet, zu welchem als Gegensystem eine NW-SE Richtung mit der Bezeichnung Ammerstörungssystem gegenübersteht (KOCKEL, RICHTER, STEINMANN, 1931). Diese Störungen sind nichts anderes als der Ausdruck einer E-W Dehnung infolge der Einengung.

Die Enzenstettener Störung zeigt einen etwa geraden Verlauf im N, wo sie sich meist nur durch sprödes Gesteinsmaterial, das sich rasch überwinden läßt, einen Weg bahnt. Im S jedoch ändern sich die Verhältnisse. Die Gesteine sind mergelhaltiger und verhalten sich als inkompetente Gesteine dementsprechend passiver in Bezug auf die einwirkenden Scherkräfte. Im äußersten S der Molassevorkommen erscheinen die Tonmergelschichten der Unteren Meeresmolasse und fangen die aus dem N sehr ausgeprägt herankommende Störung ab. Sie zerfällt in kleinere Scherelemente, die von den Mergelschichten in die E-W Schichtenstreichrichtung abgelenkt und schließlich absorbiert werden. Diese Schlußfolgerung beruht auf zwei Tatsachen: Erstens haben die zahlreichen sorgfältig aufgenommenen Meßdaten beiderseits der Störung links und rechts im Bereich der Baustein-, Tonmergel- und Deutenhausener Schichten bereits einen Anhaltspunkt geliefert. Hier tritt eine Änderung im Streichen auf, welche in der folgenden Skizze (Abb. 2) dargestellt wird.

Zweitens hat eine vergleichende Untersuchung mit der zwar weniger großartigen, aber sehr gut ausgebildeten diagonalen Störung nördlich Hopferwald, weiter im E außerhalb des Unter-

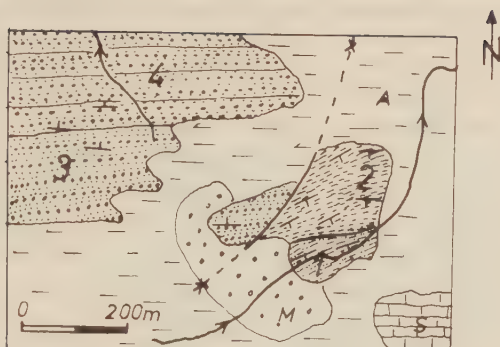


Abb. 2 : (Kartenskizze) 1 = Deutenhausener Schichten;
2 = Tonmergel-Schichten; 3 = Bausteinschichten; 4 = Weiß-
achschiechten; x- — x = Enzenstettener Seitenverschie-
bung; A = Anmoorige Wiese; M = Moräne; S = Schrattenkalk

suchungsgebietes, eine erstaunliche Ähnlichkeit des Streich-
verhaltens um das Südende der Störung herum gezeigt, wie es
bei der Enzenstettener Seitenverschiebung war. Ebenso war
eine klare Parallelität beim Auslaufen beider Störungen
im Bereich der ältesten Molasse jeweils am südlichen Ende
festzustellen. Im östlichen Senkele-Wald, östlich außer-
halb meines Gebietes, konnten viele Messungen aufgenommen
werden, die zu einem positiven Vergleich geführt haben.
Ein Blick auf die geologische Karte (z. B. SCHMIDT-THOME,
1960; 1 : 100 000, Blatt Füssen) zeigt deutlich, wie sich
diese kleinere Störung SE des Senkele-Waldes in den Ton-
mergel- und Deutenhausener Schichten verliert. Vorher wird
sie offenbar nach W abgelenkt, bis schließlich in den Deu-
tenhausener Schichten kaum etwas von dem bisher scharfen
Versatz übrig bleibt. Dieser Zustand ließ sich ohne weite-
res auf die Situation im S der Enzenstettener Störung über-
tragen und damit parallelisieren. Die große Seitenverschie-
bung endet also auch mit Sicherheit da, wo sie die plasti-

scheren Tonmergel- und Deutenhausener Schichten erreicht. Die unten gegebene Skizze stellt auch hier die Situation dar:

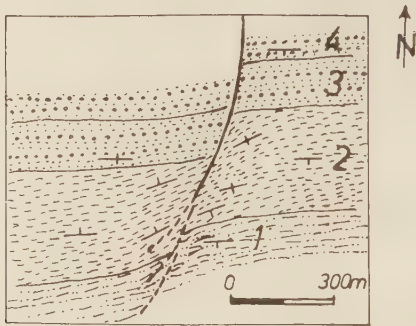


Abb. 3 : (Kartenskizze) Das Auslaufen der Seitenverschiebung im Senkele-Wald, meist im Bereich Jagen IV-2. Zur Erläuterung s. Abb. 2.

2.2 Helvetikum

2.2.1 Allgemeines

Man unterscheidet innerhalb des Helvetikums, das auf dem N-Schelf der alpinen Geosynklinale zur Ablagerung kam, drei Faziesgebiete; Nord-, Mittel- und Südhelvetikum, wobei zwischen den drei Gebieten Faziesübergänge möglich sind. Typisch für das Südhelvetikum sind: z. B. die Gamser Schichten, für das Mittelhelvetikum: der Brisisandstein. Die Wangschichten können als Beispiel einer südhelvetischen Fazies betrachtet werden. Die Gesamtmächtigkeit nimmt nach S entsprechend der in dieser Richtung auch zunehmenden Tiefe zu.

2.2.2 Stratigraphie des Helvetikums und Vorkommen

2.2.2.1 Drusbergsschichten

Diese sind die ältesten helvetischen Ablagerungen, die im Untersuchungsgebiet auftreten. Ihr Vorkommen beschränkt sich auf den südlichen Sattel am Stein-Bach südlich Kappel. Durch einen steilen tektonischen Kontakt getrennt, stehen die unteren Kreidebildungen neben den Leistmergel der oberen Kreide an. Zwischen beiden schaltet sich ein weniger als 2 m mächtiger, tektonisch nahezu völlig reduzierter Schrattenkalk ein. Die Lage im Profil zeigt die Abb. 4:

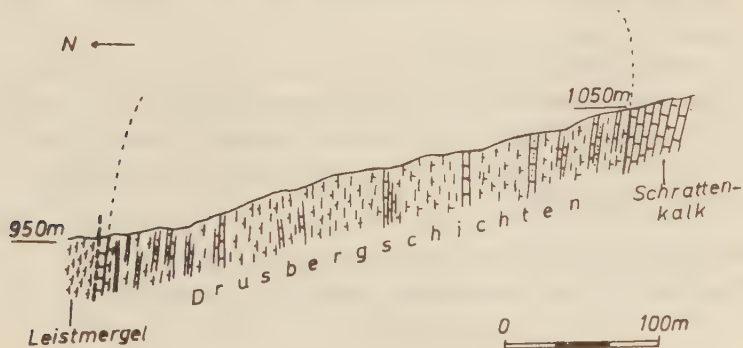


Abb. 4 : Profil der Drusbergsschichten am Stein-Bach

Die obersten Bänke zeigen eine Wechsellagerung aus Kalkstein und Mergel, die sowohl im Hagenden in kleineren Abständen ebensogut ausgeprägt sind, wie im Liegenden, wo tonige Mergel und Kalksteine 2 m mächtige Bänke bilden. Die tonigen Mergel sind meist dunkelgrau bis schwarz, schiefrig und hart ausgebildet. Die damit wechsellagernden Kalkbänke bestehen aus grauen Kalken und Mergelkalken und verwittern weißlichgrau. Dünnschliff 189, der aus einer dieser obersten Kalkbänke im unteren Stein-Bach genommen wurde, zeigt:

Kalkarenit als Matrix, darin kryptokristalline Fossilfragmente, vor allem von Zweischalern. Intraklasten sind häufig. Es wurde ein Quarzgehalt von 5 % ermittelt, bis 0,3 mm Korngröße. Vereinzelt waren auch Glaukoniteinschlüsse zu beobachten.

Aus einem sich oft in die Drusbergschichten einschaltenden Sandkalk wurde ein quarzreicher Horizont untersucht; Gesteinsdünnschliff 188 zeigt:

- Tonmatrix mit wenig Kalzitcement
- ca. 80 % eckiger Quarz, unter 0,2 mm
- 5 % Glaukonit.

Gesteinsdünnschliff 186 dagegen zeigt eine einheitliche Kalklutit-Ausbildung mit vereinzelt Quarz und Glaukonit. Schlammprobe 175 aus einer tonmergeligen Lage im Hangenden lieferte nur nicht genauer bestimmbare Ostracoden:

Cytherella sp.

Monoceratina sp.

und: *Lenticulina* sp.

Eine andere Schlammprobe (187) vom unteren Bereich hat ebenfalls keine für die Altersbestimmung brauchbare Faune geliefert. Lediglich sind glatte nicht gut erkennbare Ostracodenschalen zu beobachten.

M. RICHTER setzt das Alter der Drusbergschichten in das Barrême ein. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt bei einer Sattellagerung am Stein-Bach ca. 200 m.

2.2.2.2 Schrattenkalk

Es handelt sich dabei um eine im Untersuchungsgebiet weit verbreitete Kalkfazies, die allerdings nicht einheitlich ausgebildet ist. Während sie nämlich im SW am Stein-Bach dunkelgraue Farben und einen Sand- und Glaukonitgehalt zeigt und außerdem eine Wechsellagerung mit schwärzlichen Tonmergel besitzt (Apt-Mischfazies: REISER, 1922) haben die Schrattenkalke des NE eine typische Ausbildung mit Riff-Fazies und hellgraue bis weißliche Verwitterungsfarbe. Zwei Probenreihen wurden systematisch im SW und NE auf ihren Mikrofossil-Inhalt, petrographischen und geochemischen Inhalt untersucht. Die geochemischen Ergebnisse sollen im nächsten Kapitel ausführlich behandelt werden.

In einem Profil vom Stein-Bach (Abb. 8) sind die Probenpunkte angegeben, die folgende Ergebnisse geliefert haben:

Vom Schrattenkalk am unteren Stein-Bach-Tobel sind die oberen 15 m aufgeschlossen. Dünnschliff 172 C 15 m unter dem Hangenden ergab:

Milioliden

Cuneolina sp.

Nach SIGAL (1952) hat die Gattung Cuneolina ein Alter von Apt-Rezent. Da der Schrattenkalk sonst ein Alter von Barrême bis U. Apt (M. RICHTER, 1966) hat, soll die Stellung der Probe als Apt angegeben werden.

Der Schliff zeigt eine Kalksiltit-Grundmasse mit kryptokristallinen Intraklasten. Vereinzelt sind Ooide beobachtet und etwa 1 % Glaukonit sowie Quarzbruchstücke.

5 m höher wurde die Schlammprobe 172b gesammelt. Sie hatte trotz intensiver Suche keine brauchbare Mikrofauna geliefert. Ein Gesteinsdünnschliff von der gleichen Stelle angefertigt enthält:

Dorothia praeoxycona MOULLADE

Milioliden.

Die Matrix ist feinkörniger als die von 172 C, die Zusammensetzung ist aber weiterhin die gleiche.

Dünnschliff 172a, aus den obersten Bänken enthält:

Textularia sp.

Fronicularia sp.

Hedbergella sp. (zahlreich)

Diese Fauna allein läßt jedoch eine Alterbestimmung nicht zu. Die kleinwüchsigen *Hedbergella* sp. sind gut verteilt in einer tonig-kalkigen Matrix. 20 % Schliffgehalt ist der Anteil des eckigen Quarzes, mit Größe unter 50 . Der Schliff ist außerdem glaukonithaltig.

Weitere Dünnschliffe aus dem Übergangsbereich zu den Luiteremergeln haben nur unbestimmbare Faunenreste gezeigt.

Dünnschliffe 182X2 wurden aus einer Schrattenkalkdoline westlich Stein-Bachtobel angefertigt. Hier waren nur:

Milioliden

Orbitolinen

Ostracoden

Textularien

vorhanden. Erkennbar sind außerdem zahlreiche Ooide und Schalenbruchstücke von Lamellibranchiaten und Brachiopoden, sowie ca. 3 % Quarz und Glaukonit.

Gesteinsdünnschliff 176 (aus dem untersten Schrattenkalk) zeigt:

Orbitolina sp.

Textularia sp.

Marsonella sp.

Milioliden

Bryozoen

Echinodermenreste

Ostracoden.

Schliff 183 aus dem oberen Stein-Bachtobel, in den unteren Partien entnommen, enthält kaum Fauna und besteht aus 10 % eckigen Quarzkörnern-Gehalt vom 0,01 - 0,5 mm Größe und 3 % Glaukonit. Der Kalksiltit zeigt Intraklasten, wenig Ooide und wenig kryptokristalline Fossilfragmente.

Zusammenfassend kann festgestellt werden: die Schrattenkalkfazies im SW ist feinkörnig, quarz- und glaukonithaltig und zeigt vor allem wenig und schlecht bestimmbaren biogenen Inhalt. Die obersten Bänke (letzte 4 m) werden immer dunkler mit einer merklichen Abnahme der Bankdicke, von 2 m Mächtigkeit auf ca. 0,5 m, damit wurde eine Vermergelungszunahme registriert. Dieses Verhalten geht weiter, bis der Schrattenkalk in die Luitereschichten übergeht.

Die Schrattenkalkfazies in der nordöstlichen Gruppe des Helvetikums zeichnet sich dagegen durch eine andere Ausbildung aus. Bereits durch die helle Farbe, die undeutliche Schichtung und die mächtigen Riffkalke läßt sich diese Fazies von der südlicheren unterscheiden.

Von S her betrachtet trifft man erst auf die Schrattenkalk-Vorkommen im Kern des Sattels von Rehbichel, der ca. 1,5 km lang ist. (Es handelt sich um kalkarenitische Schichten, die hell verwittern und typische Schratten enthalten.) Dünnschliffe aus drei Proben im oberen Bereich dieser Fazies nördlich Rehbichel (Profil in Abb.9) haben übereinstimmend eine Glaukonit-Zunahme in den obersten Bänken gezeigt. Es sei auch hier zu bemerken, daß die Luiteremergel nun verschwunden sind. Damit leitet die Sandgehalt-Zunahme weiter zu den höheren Gamerschichten. Auf dem S-Flügel des Sattels, an einem Feldweg von Rehbichel nach N in die Wiesen, ist der oberste Schrattenkalk aufgeschlossen. Aus der hangendsten, 1,5 m mächtigen Kalkbank, stammt der Dünnschliff 54. Dieser zeigt:

Intraklasten und Fossiltrümmer, in einer Kalksiltitischen Matrix. Die Körner im Schliff sind eingeregelt nach ihren gestreckten Achsen. Außerdem ist ein Glaukonit- und Quarzgehalt von ca. 2 % festgestellt. Dieser Gehalt läßt den Schluß zu, diese Bank nicht zu den anschließenden sandigen Gamserschichten zu rechnen, sondern noch zum Schrattenkalk. Damit soll nur gezeigt werden, wie schwer es hier ist, die Grenze zum Hangenden durchzuziehen. Im Gesteinsdünnschliff waren Milioliden, Bryozoen und Echinodermenreste zu erkennen. Die Orbitolinen treten offenbar hier zurück, wegen des Glaukonitgehaltes. Die gleiche Ausbildung zeigt Dünnschliff 38, ca. 500 m weiter im Norden. Schliff 39 dagegen, der stratigraphisch aus einem tiefer stammt, besteht aus überwiegend kalzitischem Zement. Brachiopodenschalen und Fossilbruchstücke sowie Ooide nehmen einen großen Anteil daran. Die Partikel in den Intraklasten sind feinkörniger (lutitisch) als die Matrix (siltitisch). Vereinzelt kommen Quarzbruchstücke vor, die zusammen mit einigen Glaukonitkörnchen weniger als 1 % ausmachen.

Im nächsten Sattel nach Norden bilden die Schrattenkalke wiederum den Kern. Sie sind südlich der Straße Zell-Schweinegg aufgeschlossen. Im Dünnschliff St1, etwa 15 m unter dem Hangenden (Profil in Abb. 5) erscheinen in großer Zahl

Orbitolina sp.

Cuneolina sp.

Bryozoen

Milioliden.

Sie sind mit Kalk und Fossiltrümmern in einer kalzitischen Matrix verfestigt. Es sind außerdem kalklutische Intraklasten vorhanden. Das Fehlen von Quarz und Glaukonit kennzeichnet diesen Schrattenkalk. Hier sind auch die Tonmergellagen wie im SW am Schichtenbau nicht beteiligt. Es ist eher eine fast reine Fossilschuttbrekzie mit massigen, ungeschichteten Kalkbänken und typischen Schalen-

resten von Requierien und anderen Zweischalern.

In den obersten 5 Metern setzt eine Vermergelung und Zunahme des Tongehalts ein, bis der Schrattenkalk in die Gamerschichten übergeht. Aber auch ein Dünnschliff (26) aus diesem Übergang zeigt $< 1\%$ Glaukonit und Quarzkörner in einem Biokalkarenit. Es sind zahlreiche Fossilbruchstücke, Ooide mit 0,5 mm $\varnothing$ ebenso runde und stengelige Intraklasten bis 1 mm Größe vorherrschend. Teilweise ist eine Kalzit-Zementation zu beobachten. Milioliden, Bryozoen und Echinodermenreste waren ebenso zahlreich wie im Schliff St1 aus 15 m tiefer. Zum Alter dieses Schrattenkalks können aus dem Mikrofossil-Inhalt keine Angaben gemacht werden. Dagegen konnte für den Dünnschliff 59, aus dem Vorkommen westlich Schweinegger Weiher ein Ob. Barrême Alter angegeben werden, da *Orbitolinopsis flandrini elongata* DIENI, MASSARI, MOULLADE bestimmt wurde, daneben waren zahlreich:

Textularien

Milioliden

Orbitolina sp.

Dorothia sp.

Ostracoden

Echinodermen

Reste von Lamellibranchiaten und Brachiopoden.

SW ←

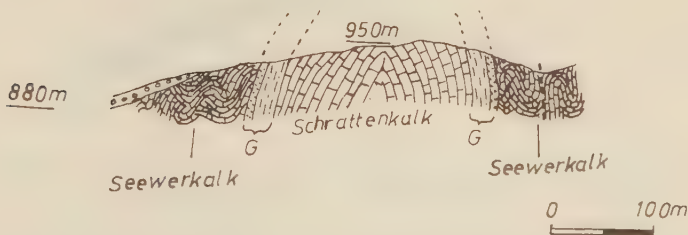


Abb. 5 : Schweinegger Sattel (G = Gault)

Man kann im Schliff mehrere mit Kalzit gefüllte Klüfte beobachten. Weiter im NE erscheint das auf der W-Seite angeschnittene geographisch höchste und geologisch interessanteste Gewölbe im NE. Den Kern davon bildet der Schrattenkalk. Sie haben meist die gleiche Gesteinsausbildung, wie im Dünnschliff 59. Die Rifftrümmergesteine bilden > 10 m mächtige Bänke. Südwestlich der Ruine Eisenberg gehen diese schlecht gebankten Riffbildungen zum Hangenden in eine ausgeprägte Schichtung über, mit bis 10 cm-Bänken. Im frischen Anschlag zeigt das Gestein eine bräunliche Färbung, die durch die Verwitterung noch intensiver wirkt. Die Untersuchung von Dünnschliff 86a zeigte meist Milioliden und Orbitolinenreste in einer kryptokristallinen Kalkmatrix und Kalkzement, aber hauptsächlich besteht das Gestein aus Ooiden. Sie sind meist rund ($- 1 \text{ mm } \varnothing$) aber auch stengelig mit radialen Prismen außen. Oft sind auch Brachiopoden-Schalenreste umkrustet. Bei verschiedenen Ooiden kann man eine Umlagerung erkennen, da sie teilweise zerstört sind. Einige Bänke im Hangenden bestehen fast aus reinen Fossiltrümmern, wie eine Bank am Schloßberg aus der Probe 291 entnommen wurde.

WNW ←

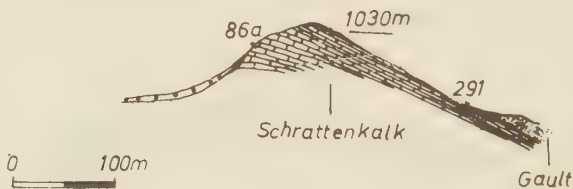


Abb. 6 : Profil im Schrattenkalk des Ruinengewölbe.

Im Handstück ist das Gestein rau und zerfällt leicht, wegen des gegenüber der Verwitterung nicht stabilen großen Fossilinhalts. Vor allem Requierien und anderen Muschelschalen sind neben Milioliden, Bryozoen und Echinodermen-

resten gesteinsbildend. Im Schliff waren außerdem erkennbar:

Dorothia sp.

Pseudoglandulina sp.

Nördlich der Ruine Eisenberg wurde der Dünnschliff 122 entnommen, der ebenfalls ein Ob. Barrême Alter zeigt. In einem fast glaukonit- und quarzfreien Schliff waren vor allem:

Milioliden

Nodosaria sp.

Marsonella sp.

Orbitolinopsis aff. *kiliani* PREVER

vorhanden. Die Probe entstammt aus dem oberen Schrattenkalk. Die gleichen Faunengemeinschaften wiederholen sich in der Schliffuntersuchung der Proben 121 und 131 von den obersten Partien. Die Ooide, Intraklasten und Fossilfragmente erscheinen unvermindert häufig im Schliffbild, während Quarz und Glaukonit verschwindend gering bleiben.

Die am weitesten im N auftretenden Schrattenkalkvorkommen sind die tektonisch sehr beanspruchten Reste südlich von Lieben. Sie sind überhaupt das nördlichste helvetische Vorkommen, das im Untersuchungsgebiet südlich der Molasse angetroffen wurde. Dünnschliff 150 zeigt hier ebenfalls die gleichen Faunen:

Milioliden (zahlreich)

Marsonella sp.

Orbitolina sp.

Bryozoen und andere sessile Formen.

In einem Kalkzement überwiegen Ooide -1 mm Ø und Intraklasten der gleichen Größe.

Zusammenfassend lassen sich zwei Schrattenkalk-Faziestypen ausscheiden. Die eine im SW knüpft an die weiter außerhalb des Gebiets im W verlaufende südhelvetische Fazies mit sandigen und in der Farbe grau bis dunkelgrauen sowie glaukonitischen Merkmalen an, wo auch die Fauna verhältnismäßig zurücktritt. Die andere (im NE), zeichnet sich

durch ihren höheren Kalkgehalt aus, wie dies im nächsten Kapitel ersichtlich sein wird, bei gleichzeitigem Rückgang des Quarz- und Glaukonit-Gehalts. Typisch ist hier auch die Knollenbildung, die dem Gestein eine besondere Verwitterungsform verleiht und die quantitative Zunahme an Fauna und Faunen-Gruppen, die hier im Verhältnis zum SW auftreten.

Diese Kalkgesteine treten nie in ihrer gesamten Sedimentmächtigkeit im Untersuchungsgebiet auf. Aufgeschlossen sind unter der Ruine Eisenberg ca. 70 m.

2.2.2.3 Luitere-Mergel

Diese sind das stratigraphisch Hangende des Schrattenskalks, aus denen sie sich kontinuierlich entwickeln, durch Zunahme von Ton- und Quarzgehalt und Abnahme des Kalks. Die Mikrofauna ist ebenfalls nicht mehr häufig.

Im Untersuchungsgebiet kommen die Luitere-Mergel an zwei Stellen vor. Eine von ihnen wird zum erstenmal beschrieben. Der Aufschluß ist am Hündelekopf durch den Bau einer neuen Straße freigelegt. Es sind dunkelgraue Tonmergel, die hellgrau verwittern und tektonisch sehr beansprucht sind, daher die Fältelung, welche man im ganzen Aufschluß beobachtet. Die Schichtbänke sind dünn (meist 6 cm) und glänzend. Die Dünnschliffe 198X2, 199 zeigen:

- 20 % Tonmatrix
- 70 % locker verteilte, eckige Quarze, 0,5 mm groß
- 5 % Glaukonit, gleicher Größe und
- 5 % Kalkbruchstücke
- Erz.

Und folgende Fauna:

Spiroplectammina sp.

Epistomania sp.

Die stratigraphische Lage ist im folgenden Profil dargestellt:

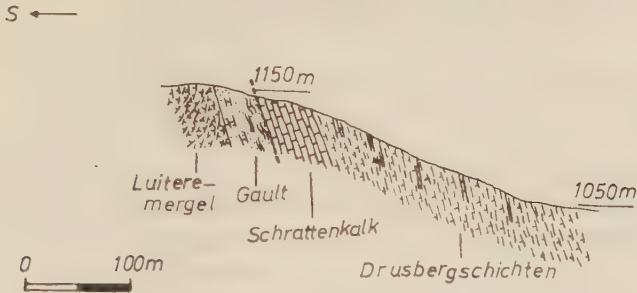
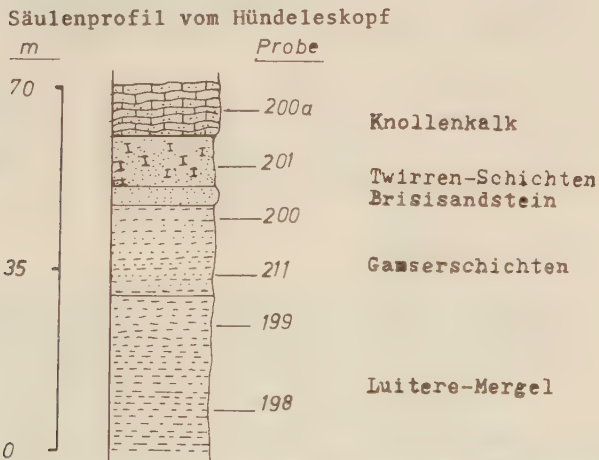


Abb. 7 : Profil vom Hündelskopf



Aus der Schlammprobe 171 von den Luitere-Mergel am unteren Stein-Bach südlich Kappel (siehe Profil in Abb. 8) wurden:

Globigerinelloides sp.

Ferreolensis sp.

isoliert. Eine zweite Schlammprobe (169) war negativ verlaufen. Gesteinsdünnschliff 170 aus der gleichen Stelle zeigt:

- 55 % Ton- und Kalkmatrix, darin sind die Partikel nicht gleichmäßig verteilt
- 40% eckige Quarze, 0,08 mm
- 3 % Glaukonit.

Von der Mikrofauna war nur die Gattung Hedbergella sp. vorhanden.

Die Bankmächtigkeiten variieren hier am Stein-Bach zwischen einigen mm und 40 cm. Eine ähnliche Ausbildung zeigten die Untersuchungen der tonig-sandigen Vorkommen südlich der Straße Zell-Schweinegg, die auf dem Schrattenkalk lagern. Diese etwa 3 m mächtigen Sedimente sollen aber zu den Gamerschichten gerechnet werden, weil sie flaserig sind und einen höheren Glaukonitgehalt aufweisen. Sie wechsel-lagern außerdem mit - 30 cm dicken, dunklen sandigen Bänken, was sie an die Gamerschichten näher bringt.

Die Mächtigkeit der Luitere-Mergel beträgt am Stein-Bach, wo sie steil stehen, ca. 15 m. Dagegen ist sie am Hündleskopf fast 30 m. Diese Mächtigkeit kann hier allerdings durch die Tektonik vorgetäuscht sein.

2.2.2.4 Gamerschichten

Die glaukonitischen Sandsteine und dunklen, harten Tonmergel besitzen eine typische schwarz bis grünlich-blaue Farbe und Ausbildung, die sie von den Luitere-Mergel im Liegenden gut unterscheiden. Ihre Pelite sind zäh und die Sandsteinlagen dicht, flaserig und knollig. Man beobachtet manchmal eine sehr feine Schichtung im Gesteinsverband. Am Stein-Bach gehen sie aus den Luitereschichten hervor, durch Zunahme des Sand- und Glaukonitgehalts und durch die andere Färbung. Die stratigraphische Situation ist im Profil (Abb. 8) vom unteren Stein-Bach dargestellt.

Aus den Proben 167a und 180 war folgende Zusammensetzung im Dünnschliff erkennbar:

- 10 % Ton- und Kalkmatrix
- 5 % Glaukonit
- 85 % locker verteilter und einschlußreicher Quarz
- Erz.

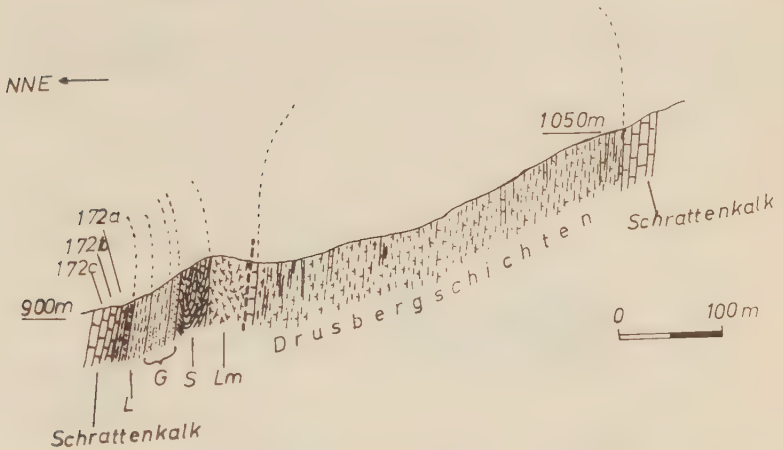


Abb. 8 : Steinbach-Profil

L = Lutere-Mergel; G = Gault;
S = Seewerkalk; Lm = Leistmergel.

Von dem Vorkommen der Gamerschichten an der neuen Straße am Hündelskopf stammen folgende Gesteinsdünnsliffe, die im allgemeinen ton- und kalkhaltiger sind und somit auch ein faunafreundlicheres Milieu entwickeln:

- 200
- 15 % Ton
 - 75 % locker verteilte, eckige und abgerundete Quarze, $< 0,3 \text{ mm}$
 - 5 % Glaukonit
 - 5 % Kalkgehalt
 - Erz.

Schlammprobe 200 lieferte folgende Faunengemeinschaft:

Dorothia sp.
Lenticulina sp.

Tritaxia tricarinata REUSS
Hedbergella aff. *infracretacea*
Glandulina sp.
Nodosaria sp.
Ostracoden.

Das geologische Alter kann als Apt angegeben werden. Eine noch genauere Altersbestimmung erlauben die vorhandenen Mikroorganismen nicht.

211 aus den untersten Partien:

- ca. 50 % tonkalkige Matrix und
- 40 % gut eingeregelter Quarze und Glaukonite nach ihren Längsachsen, eckig und 0,1 - 0,2 mm groß
- ca. 8 % Glaukonit
- kleiner Gehalt an Kalktrümmern
- Erz.

Im Schliff sind sehr kleine *Hedbergella* sp. zu beobachten, die im allgemeinen für das Ob. Apt sprechen.

Nordöstlich Weißbach, westlich der Straße nach Rehbichel, wurden Proben mit höherem Quarzgehalt gesammelt. Gesteinsdünnschliff 262a aus der oberen Partie zeigt:

- 10 % Tonmatrix mit wenig Kalk
- 5 % Glaukonit
- der Rest besteht aus locker verteilten, < 0,3 mm großen Quarzen und Erz.

Die Gammerschichten der nordöstlichen Gruppe haben die gleiche Ausbildung und auch die Zusammensetzung. Gesteinsprobe 41, nördlich Rehbichel entnommen (Profil in Abb. 11), enthält:

- 10 % Tonmatrix, darin
- 85 % eckige < 0,2 mm große Quarze
- 5 % eckige Glaukonite in den Zwickeln
- durch die Färbung mit Alizarin-rot sind auch vereinzelt Kalkbruchstücke erkennbar.

Probe 10 aus den nur 4 m mächtigen Gamerschichten des Schweinegger-Sattels südlich der Straße ergab:

- 35 % Tonmatrix
- 50 % Quarze, die zwei Fraktionen zeigen:
 - a) $< 0,08$ mm, eckige Form
 - b) $0,08 - 0,5$ mm, gut abgerundet und zerspalten
- 15 % gerundete Glaukonite
- vereinzelt Kalkbruchstücke.

SSE ←

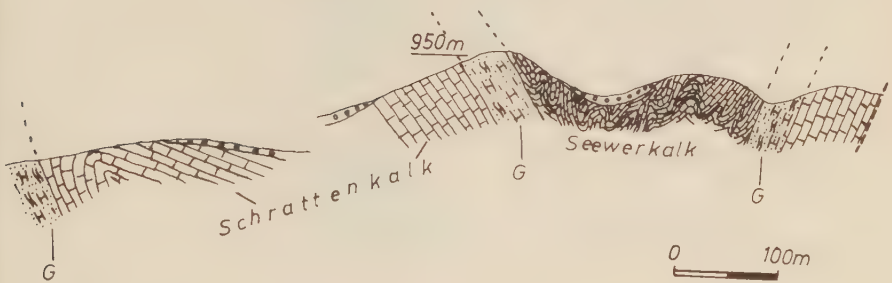


Abb. 9 : Profil nördlich Rehbichel (G = Gault)

Bei den am weitesten im N und gut aufgeschlossenen Vorkommen handelt es sich um die wenig pelithaltigen Gamerschichten, dafür um so reicher an Kalkgehalt, am Punkt 956 m nördlich Zell (Profil in Abb. 10).

Gesteinsdünnsschliff 62g aus den unteren Partien, der hier 20 m mächtigen Gamerschichten, enthält.

- 45 % Ton- und Kalkmatrix
- 50 % eckige, meist $< 0,2$ mm große Quarze
- 5 % Glaukonitgehalt
- Erz.

Schliff 62 f aus den obersten Gamserschichten zeigt dagegen eine Quarzgehalt-Zunahme bis 80 % bei meist 0,3 mm Korngröße und ca. 5 % Glaukonit.

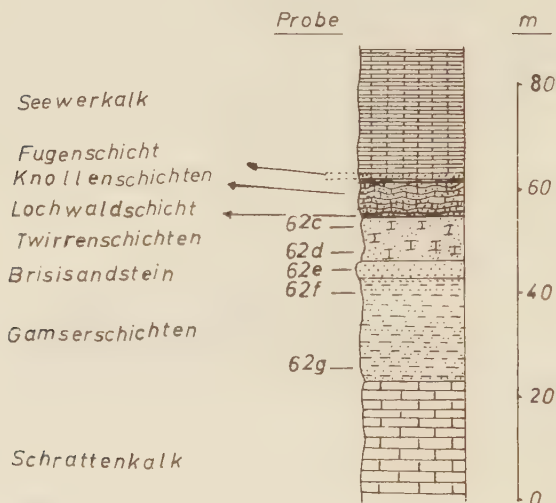


Abb. 10 : Säulenprofil P. 956

Von den Gamserschichten am Hündeleskopf sind ca. 15 m aufgeschlossen. Weniger mächtig sind sie nördlich der Ruinen Freyberg-Eisenberg und südlich des Ortes Lieben.

Nach M. RICHTER (1966) sind die Gamserschichten ausschließlich eine südhelvetische Fazies. Nachdem vorher mit Sicherheit zwei Schrattenkalk-Typen ausgeschieden waren, zeigen die Gamserschichten keine Unterschiede in der Ausbildung. Auch die Schichtmächtigkeit ist im wesentlichen die geblieben. Das Ablagerungsbecken war offensichtlich einheitlich, was weiter unten bei der Besprechung der Brisisandsteine bestätigt wird.

2.2.2.5 Brisisandstein

Nach M. RICHTER ist er typisch für die mittelhelvetische Fazies und Teile des nördlichen Südhelvetikums. In diesem Zusammenhang wird die Verteilung der Brisisandstein-Fazies im Gebiet untersucht.

Im SW am Hündeleskopf sind sie die südlichsten Vorkommen dieser Art, mit etwa 3 m Mächtigkeit. Im Gesteinsdünnschliff 210 waren:

- 98 % Quarze in einer typischen Pflasterstruktur erkannt, deren Größe einheitlich ca. 0,3 mm beträgt und
- 2 % Glaukonit in den Zwickeln.

In Probe 262b aus dem Berg nordwestlich Weißbach:

- 95 % verwachsener Quarz in Pflasterstruktur
- 3 % Glaukonit
- 2 % tonige, kalkige Matrix
- vereinzelt Erz.

Zwischen den Sandsteinbänken schaltet sich eine etwa 10 % kalkhaltige Sandsteinpartie ein. Im allgemeinen aber fehlen hier die Mikrofossilien ganz.

Südöstlich Kappel bildet der Brisisandstein mit ca. 4 m Mächtigkeit eine Rippe, die bis oberhalb der Bundesstraße 309 hinab zieht. Der Dünnschliff 255 hat den gleichen Inhalt wie 210, nur hier erreichen die Quarzkörner bis 0,6 mm Größe.

Im Bacheinschnitt unterhalb der Bundesstraße nordwestlich Weißbach erreichen die Korngrößen sogar - 1,3 mm bei gleicher gesamtpetrographischer Zusammensetzung (Schliff 265a) wie die vorherigen. Hier sind nur 2 m Brisisandstein der Beobachtung zugänglich.

Etwa 10 m Mächtigkeit erreicht der Brisisandstein im S des Sattels von Rehbichel. Mit E-W Streichen sind sie 400 m lang aufgeschlossen. In der Probe 49 wurde im Dünnschliff eine:

Orbitolinopsis kiliani PREVER

bestimmt. Sie besitzt ein Barrême Alter und muß als umgelagert betrachtet werden, da ja der Brisisandstein nach verschiedenen Autoren, u. a. von M. RICHTER und BETTENSTAEDT, ins Ob. Apt fällt.

Typische Pflasterstrukturen mit Anwachsstreifen und Einschlüssen zeigt Dünnschliff 62e, aus der tektonisch auf drei m reduzierten Brisisandstein-Schicht nördlich Zell. Der Quarz ist undulös und $< 0,2$ mm. Im Schliff sind 3 % Glaukonit enthalten.

Südlich Kappel hat eine Probenuntersuchung (Gesteinsdünnschliff 143) neben 90 % Quarz ca. 10 % Glaukonit gezeigt, also mit einer deutlichen Glaukonitgehalt-Zunahme. Die ESE-WNW streichende Rippe hat in ihrem Kern den Brisisandstein neben Sandsteinen der Gamerschichten. Auch die kleineren Hügel westlich der Straße Rehbichel-Weißbach und neben der Bundesstraße 309 zwischen Weißbach und Kappel, verdanken ihr Dasein dem Brisisandstein und den darunter liegenden Gamerschichten.

Westlich Kappel, am Hang bei Höhe 1040 ist der Brisisandstein mit 6 m Mächtigkeit aufgeschlossen, während er im Stein-Bach 300 m weiter im E nur 3 m erreicht. In der westlichen Stein-Bach-Wand ist die Trennfläche Gamerschichten - Brisisandstein freigelegt. Die Brisisandsteinfläche ist glänzend, glatt und mit Striemen durchzogen. Gesteinsstücke davon liegen auf der Hangwiese, westlich vom Stein-Bach. Dünnschliff 1671 aus den Übergangspartien Gamser- Brisischichten hat in einer etwas tonig-kalkigen (10 %) Matrix zwischen den Quarzen fortschrittlichere Alformen der Hedbergella sp. gezeigt.

Der Brisisandstein zerfällt stückig, scharfkantig und verwittert bräunlich.

Die Schichtmächtigkeit erreicht nicht mehr als 10 m in der nordöstlichen Helvetikumgruppe. Eine Mächtigkeitszunahme gegenüber der südwestlichen Gruppe südlich Kappel ist unverkennbar. Dies weist darauf hin, daß die Sedimentations-Senke der nordöstlichen Gruppe nicht sehr weit von der südwestlichen lag.

2.2.2.6 Twirrenschichten

Die schwärzlichen bis dunkelgrauen Kalksandsteine treten im Untersuchungsgebiet zweimal auf: Erstens am Hündeleskopf im SW, wo sie mit E-W Streichen steil gestellt sind (Abb. 7), zweitens an der südlichen Flanke des Ruinengewölbes im NE, mit einem ESE-WNW Streichen und ebenfalls steilem Einfallen (Abb. 18). Meist sind sie massig und zäh. Die grünlichen Sandkalkpartien wechsellagern oft mit - 40 cm mächtigen, kalkreichen Bänken. Die Twirrenschichten enthalten vor allem am Hündeleskopf reichlich Phosphoritknollen. Aus einer kalkigen Bank wurde die Probe 201 gezogen. Im Dünnschliff konnten:

Globotruncana appenninica (RENZ)

Ticinella sp.

bestimmt werden, deren geologisches Alter demnach als Oberstes Alb - U. Cenoman angegeben werden kann.

Dünnschliff 62d aus den untersten Sandkalken der Twirrenschichten nördlich Zell zeigt:

- Hauptsächlich abgerundete Quarze - 0,3 mm Ø mit einzelnen großen Körnern
- Kalzitmatrix
- ca. 3 % Glaukonit in den Zwickeln.

Aus einer kalkreichen Bank in der Schichtmitte wurde Probe 62c untersucht, darin war:

Praeglobotruncana sp.

enthalten. Der Gesteinsdünnschliff besteht aus:

- 20 % Kalzitmatrix und Zement
- ca. 75 % runde und teilweise von Kalzit durchdrungene Quarze - 0,3 mm Ø
- 5 % Glaukonit
- In der Matrix viele schlecht erhaltene Foraminiferenreste.

Das Gestein ist sehr beansprucht. Es durchlaufen den Dünnschliff zwei Kluftsysteme, die auch die Körner durchbrochen haben, von ca. 1 mm Breite. Die Klüfte sind mit Kalzit verheilt. Der Quarzgehalt nimmt nach oben ab, bei den gleichgebliebenen äußerlichen Merkmalen, wie: Farbe, Bankung und Phosphoritknollen-Bildung.

Schliff 62b lieferte Hedbergella sp. in einem Gestein, das folgende Bestandteile hat:

- 65 % Kalzit in Zement und Matrix
- 30 % Quarz bis 0,1 mm Ø
- 5 % Glaukonit.

In den Twirrenschichten am Hündeleskopf schalten sich in den oberen Partien mächtige dunkle Pelite. Insgesamt erreichen die Twirrenschichten ca. 10 m Mächtigkeit, nördlich Zell nur 8 m. In beiden Gruppenteilen wurden Pyrit-Konkretionen beobachtet.

2.2.2.7 Lochwaldschichten

Als Leithorizont tritt sie im Untersuchungsgebiet nur viermal auf. Die grünsandige Kalkbank ist zäh und durch die meist kleineren Phosphoritknollen (- 3 cm), die bräunlich verwittern, gut erkennbar. Die Schicht ist in allen Fundstellen nicht mehr als 50 cm mächtig. Während weiter im W und im Vorarlberg der Horizont reich an Makrofossilien ist (Kondensationshorizont!), treten in meinem Gebiet nur vereinzelt, schlecht bestimmbare Brachiopoden und Belemniten auf. Außerdem ist die Schicht hier arm an Mikrofossilien. Aus mehreren Dünnschliffen hat nur die Probe 62a vom nördlichen Zell:

Praeglobotruncana stephani (REICHEL)

Rotalipora sp.

geliefert. Daneben waren vereinzelt glaukonitisierte Foramenreste aufgetreten. Das Alter kann als unterstes Cenoman angegeben werden. Im Dünnschliff erscheinen:

- 60 % eckige Quarze, meist $< 0,1$ mm groß
- Kalkspatkristalle in einer Kluft ausgebildet.
Einige Quarze und Glaukonitkörner sind darin umschlossen.
- 30 % kalkige Matrix und Zement
- 10 % runde Glaukonite
- Man beobachtet auch vereinzelt Ooide und Erz.

In der NE-Gruppe bildet die Lochwaldschicht das Hangende der Twirrenschichten, während sie im SW am Stein-Bach auf Brisisandstein liegt, ebenso nördlich Rehbichel und an dem Berg nordwestlich Weißbach, oberhalb der Bundesstraße 309. An allen Stellen ist die Schicht nicht mehr als 50 cm ausgebildet.

2.2.2.8 Knollenschichten (Aubrigschichten)

Im Untersuchungsgebiet sind sie im SW am Hündeleskopf, wo sie jetzt zum erstenmal kartiert wurden, gut aufgeschlossen (s. Profil in Abb. 7). In einer geringeren Mächtigkeit als hier treten sie nur noch einmal in der NE-Gruppe nördlich Zell auf.

Die Knollenschichten haben ihre Hauptverbreitung im Mittelhelvetikum, können aber auch bis in das Südhelvetikum reichen (M. RICHTER, 1966).

Mit ca. 15 m Mächtigkeit streichen die steil gestellten Schichten vom Hündeles-Bach im W bis oberhalb der Bundesstraße 309, wo sie durch ihre Härte gegenüber der Umgebung einen Hügel bilden, als zähe und harte Sandkalke. Die Kalkknollen, typisch für diese Schichten im W (Allgäu und Vorarlberg), treten hier nur vereinzelt auf. Sie zeigen im

SW eine glaukonit- und sandhaltige Fazies. Im frisch angeschnittenen Hangstück sieht man dunkelgrüne, nicht sehr kalkige und grobkörnige Ausbildung. Die Schichtflächen sind braun bis rot gefärbt, und das Gestein bricht kantig und zerfällt in Scherben. Am Hündelekopf bilden sich aus dem ca. 10 m mächtigen Sediment steile Felswände.

Dünnschliff 200a, aus der mittleren Partie an der neuen Straße, zeigt folgende Zusammensetzung:

- 30 % kalktonige Matrix
- 30 % Kalkbruchstücke
- 40 % eckige, in der Matrix gut verteilt Quarze
 - 0,3 mm groß
- 10 % Glaukonit.

Im Dünnschliff 206 sind:

Marssonella sp.

Milioliden

Ostracoden

beobachtet worden. Hier nimmt der Kalkgehalt einen Anteil von 70 % ein, ein zweiter Schliff aus einer benachbarten Bank zeigt grobkörnige Kalk- und Quarzkörner.

Probe 213 von der Felsklippe im N des Hündelekopf enthält:

Praeglobotruncana sp.

Hedbergella sp.

Östlich davon wurde die Probe 225 entnommen. Sie zeigt:

Marssonella sp. (zahlreich).

Dorothia sp.

Im Schliff beträgt der Anteil von Quarz und Glaukonit ca. 40 %.

Von der Mündung des Hündeles-Bachs stammt aus den obersten Partien der Dünnschliff 204. Er zeigt eine merkliche Kalkgehaltszunahme bei Rückgang des Quarzes (15 %). Die Glaukonite sind nur noch vereinzelt vorhanden.

Die Schichtbänke der SW-Gruppe sind meistens zwischen

40 - 70 cm mächtig, während die der NE-Gruppe immer < 40 cm bleiben. Nördlich Zell sind auch die für diese Fazies bezeichnenden (daher die Namengebung) Kalkknollen zahlreich vorhanden. Am Fußweg ragen die Knollen gut aus den sandig-glaukonitischen Bänken heraus. Dünnschliffe zeigten hier eine schnellere Kalkgehaltszunahme der Schicht Richtung zum Hangenden gegenüber der vom Hündeleskopf im SW.

Die Schichtmächtigkeit beträgt am Punkt 956 m nördlich Zell ca. 6 m.

Zusammenfassend kann ein gewisser Faziesunterschied festgestellt werden. Während bei den obersten Knollenschichten eine Ähnlichkeit im Bezug auf die Zusammensetzung zu beobachten ist, waren bei den untersten Schichtanteilen Unterschiede in der Knollenbildung und im Quarz-Glaukonit-Gehalt vorhanden.

2.2.2.9 Fugenschichten

An der Basis des Seewerkalkes tritt meist, wo das Liegende aufgeschlossen ist, eine glaukonithaltige Kalkbank auf. Im Dünnschliff erscheint in der Grundmasse auch die gleiche Zusammensetzung wie im Seewerkalk, jedoch wird die Fugenschicht durch einen Glaukonitgehalt, der meist 3 % ist, gekennzeichnet.

Die Fugenschicht ist nur in der NE-Gruppe ausgebildet, hauptsächlich an der Seewerkalkbasis des Ruinen-Gewölbes und des Sattels von Rehbichel. Diese glaukonithaltige Bank wird bis 1 m mächtig und geht allmählich in den pelagischen, kalkreichen Seewerkalk im Hangenden über, wo Glaukonit und Quarz fehlen.

2.2.2.10 Seewerkalk

Er nimmt flächenmäßig den größten Raum auf der geologischen Karte im Untersuchungsgebiet ein. Besonders in der NE-Gruppe

haben die Seewerkalk-Vorkommen eine große Verbreitung. Es handelt sich um dichte, flaserige und helle pelagische Kalke, die aus 5 - 60 cm dicken Bänken, z. T. mit dünnen Mergelzwischenlagen, bestehen. Sie haben oft dunkle Flecken, Tonhäutchen und Drucksuturen. Außerdem neigen sie zur Verkarstung und Dolinenbildung.

Zur Besprechung der Seewerkalkfazies soll das Gebiet in sechs Zonen unterteilt werden, die jeweils mehr oder weniger eigene, in sich abgeschlossene Gewölbe darstellen. Es sind von S nach N folgende Seewerkalkvorkommen:

a) Seewerkalk vom Hündeleskopf und südlich Kappel.

Es ist ein kleines Vorkommen im S an der Westspitze des Hündeleskopf, woraus der Dünnschliff 208 stammt. U. d. M. sieht man einen Kalklutit mit folgenden Foramineferen:

Globotruncana appenninica RENZ

Praeglobotruncana sp.

Sie zeigen ein Ober-Cenoman - U. Turon Alter.

Dünnschliff 212 aus den unteren Partien angefertigt, zeigt einen Kalklutit mit zahlreichen *Pithonella* sp. 30 Ø und

Praeglobotruncana stephani turbinata (REICHEL),

Alter: Ober-Cenoman.

Vom Bach westlich des Hündeleskopf wurde, aus dem unteren Bereich, Dünnschliff 203 untersucht:

Globotruncana aff. *helvetica* BOLLI

Globotruncana lapparenti lapparenti BOLLI

Praeglobotruncana sp.,

Alter: Turon.

Aus dem tektonisch verrutschten Seewerkalk am Weg im unteren Stein-Bach wurde die Schlammprobe 173 aus den mittleren Partien gezogen. Sie lieferte nur eine schlechte und deformierte Fauna. Unter anderem waren zu erkennen:

Rugoglobigerina sp.

Gavelinella sp.

Bulimina sp.

Das Alter ließ sich nicht bestimmen.

Dünnschliff 218 aus dem oberen Seewerkalkbereich SE-Kappel zeigt ein Gestein, das von Klüften (0,1 - 0,3 mm Breite) durchsetzt ist. Folgende Fauna wurde bestimmt:

Globotruncana lapparenti BROTZEN

Globotruncana helvetica BOLLI,

Alter: M. - Ob. Turon.

Aus dem roten Kalklutit SE-Kappel ergab Dünnschliff 259, der einige Radiolarien enthält:

Globotruncana helvetica BOLLI

Globotruncana imbricata MORNOD

Globotruncana lapparenti BROTZEN

Praeglobotruncana sp.,

Alter: Turon.

SE-Kappel wurde aus den oberen Partien südlich der Straße, wo der Seewerkalk den Kern einer kleineren Mulde bildet, Dünnschliff 245 ausgewertet. Neben zahlreichen Radiolarien sind folgende Faunengemeinschaften bestimmt:

Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY)

Globotruncana tricarinata (QUEREAU)

Globotruncana bulloides VOGLER

Globotruncana coronata BOLLI

Globotruncana lapparenti BROTZEN,

Alter: Ob. Turon - U. Coniac.

Die aufgeschlossenen Mächtigkeiten bleiben hier unter 20 m.

b) Seewerkalk südlich Rehbichel

Westlich der Straße Rehbichel-Weißbach ragt zwischen anmoorigen Wiesen ein kleiner Hügel auf, der aus steilgestellten Grünsanden und Seewerkalk besteht.

Probe 266 aus den untersten Schichtbänken zeigt in einem Kalklutit:

Praeglobotruncana sp.

Hedbergella sp. (zahlreich)

Alter: vielleicht Ob. Cenoman.

Bei Dünnschliff 266a aus den mittleren Partien wurde folgende Faunengemeinschaft bestimmt:

Globotruncana lapparenti BROTZEN
Globotruncana helvetica BOLLI
Rotalipora reicheli MORNOD
Marssonella oxycona (REUSS)
Rotalipora sp.
Praeglobotruncana sp.,

Alter: Ob. Cenoman - U. Turon.

Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt ca. 15 m, bei einem steil stehenden Schichtverband mit NE-SW Streichen.

c) Seewerkalk nördlich Rehbichel

Er bildet hier den Kern einer ca. 1 km langen E-W streichenden Mulde. Auf einer Lochwaldschicht-Unterlage ist der Seewerkalk im N- und S-Flügel aufgeschlossen. In der Mittel hat sich auf der Seewerkalkoberfläche ein tiefes Torfmoor gebildet.

Dünnschliff 40 aus den unteren Partien der N-Flanke zeigt vereinzelt $< 50 \mu$ Glaukonitkörnchen und

Globotruncana appenninica RENZ,

Alter: Ob. Cenoman - U. Turon.

2 Meter höher zeigt Dünnschliff 37:

Globotruncana lapparenti BROTZEN
Globotruncana tricarianta (QUEREAU)
Globotruncana renzi GANDOLFI
Praeglobotruncana helvetica BOLLI
Rotalipora sp.,

Alter: Turon.

Im Dünnschliff 34 aus 20 m oberhalb des Liegenden sind aufgetreten:

Globotruncana lapparenti BROTZEN
Globotruncana tricarinata (QUEREAU).

Da die einkieligen Globotruncanen fehlen, ist die Alterseinstufung Ob. Turon - Coniac berechtigt.

Für die hier ca. 20 m sedimentierten Kalklutite war die Zeit vom Ob. Cenoman bis mindestens Ob. Turon nötig.

Im Westen der Mulde konnte nördlich des Höhenpunktes 876 m, eine neue 6 m mächtige Rotseewerkalk-Stelle gefunden werden.

Dünnschliff 21 aus dem äußersten Ostende der Mulde zeigt:

Globotruncana lapparenti BROTZEN

Globotruncana lapparenti bulloides VOGLER

Globotruncana tricarinata (QUEREAU),

Alter: Ob. Turon - U. Coniac.

d) Der Seewerkalk am Schweinegger-Sattel

Die Straße Zell-Schweinegg führt 1 km vor Schweinegg über einen Hügel, dessen Kern südlich der Straße aus Schratte-
kalk besteht. Der Seewerkalk ist besonders nördlich der
Straße in großer Verbreitung aufgeschlossen, mit roten
Seewerkalklagen (Profil in Abb. 11). Die N-Flanke ist
nicht nur durch die Rotfärbung gekennzeichnet, sondern auch
durch starke Beanspruchung, da das Gestein in sich sehr
gefältelt und zerklüftet (Fußweg an der Kuppe nach N) ist.

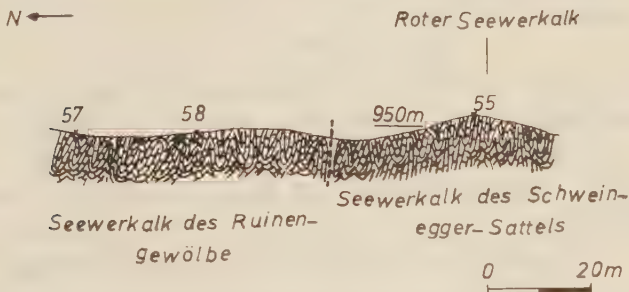


Abb. 11 : N-Flanke des Schweinegger-Sattels

Mit Hilfe der Foramineferen konnte die SE-NW Störung zwischen dem Schweinegger-Sattel und dem Freyberg-Eisenberg-

Gewölbe bestätigt werden. Südlich der Störung stehen Seewerkalke des Ob. Cenoman - U. Turon an, während nördlich der Störung die des Ob. Turon - U. Coniac auftreten.

15 m vor der Fußweg-Abzweigung nach N, an der Kuppe, wurde von den unteren Seewerkalkpartien Dünnschliff 12 untersucht. Der Kalklutit ist reich an Foramineferen:

Globotruncana helvetica BOLLI

Globotruncana renzi GANDOLFI,

Alter: Ob. Cenoman - U. Turon.

Aus dem roten Seewerkalk 5 m höher als Probe 12, ergab Dünnschliff 19: Die Rotfärbung ist u. d. M. nicht erkennbar. Auch dieser Schliff ist reich an Foramineferen, besonders:

Rotalipora turonica BROTZEN

Globotruncana lapparenti BROTZEN,

Alter: Turon.

Südlich der Störung wurde Probe 17 von der N-Flanke untersucht:

Praeglobotruncana helvetica BOLLI

Globotruncana appenninica RENZ,

Alter: Cenoman - U. Turon.

Die tiefste Seewerkalkbank und das Liegende (Gault) sind der Beobachtung nicht zugänglich. Außerdem sind die Kalke durch die Tektonik sehr stark deformiert und gefältelt, daher kann keine Aussage über die Schichtmächtigkeit gemacht werden.

e) Seewerkalk des Freyberg-Eisenberg-Gewölbes

Hier kommen die mächtigsten Seewerkalk-Sedimente im Bereich des Untersuchungsgebiets vor. In einem abgeschlossenen Gewölbe, dessen Kern aus Schrattenkalk besteht, kann die ganze, im Gebiet auftretende helvetische Schichtenfolge anhand guter Aufschlüsse beobachtet werden. Es war hier zum erstenmal möglich, das Hangende des Seewerkalks zu beobach-

ten und zu untersuchen, nachdem ein starker Regenguß vor 2 Jahren den oberen Lauf des Pröbstener Baches weiter vertieft und den Untergrund freigelegt hat. Jedoch sollen nun erst die südlichen Seewerkalkvorkommen besprochen werden:

Dünnschliff 16 aus dem Aufschluß nördlich der Straße Schweinegg-Zell zeigt:

Globotruncana tricarinata QUEREAU
Globotruncana coronata BOLLI
Globotruncana coldrieriensis GANDOLFI
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN,

Alter: Ob. Turon - U. Coniac.

Aus dem SSE-NNW streichenden Seewerkalk, der tektonisch in Kontakt zum Schrattenkalk geraten ist, südlich der Ruine Hohen Fryberg, stammt Dünnschliff 109:

Globotruncana lapparenti BROTZEN
Globotruncana helvetica BOLLI
Hedbergella sp.,

Alter: M. Turon.

Eine Schlammprobe aus einer Mergellage, direkt unter der N-Mauer der Ruine Hohen Freyberg ergab:

Praeglobotruncana delrionsis
Praeglobotruncana stephani turbinata (REICHEL),

Alter: wahrscheinlich Cenoman.

Dieser Seewerkalk ist sehr stark deformiert und zerklüftet. Die Fältelung ist stark ausgeprägt und geht über die ganze N-Schuppe hinweg.

2 Meter oberhalb des Brisisandsteins am Schloßberg, zeigt Dünnschliff 4:

Rotalipora aff. appenninica RENZ
Praeglobotruncana stephani turbinata REICHEL,

Alter: wahrscheinlich Ober-Cenoman.

Der Schliff ist zerklüftet und zeigt mit Ton und Kalzit gefüllte Risse, außerdem kryptokristalline Fossilbruchstücke und Radiolarien.

Der Seewerkkalk taucht mit dem Gewölbe westlich Pröbsten ein und wird von den Leistmergeln "in Pröbster Fazies" (A. REISER, 1922) überlagert. Im Bacheinschnitt ist der Übergang freigelegt. In den letzten oberen 10 m Seewerkkalk bleiben die Mergelzwischenlagen unbedeutend, während die Kalkbänke eine allmähliche Mächtigkeitsabnahme erleiden (Profil in Abb. 12).

WNW ←

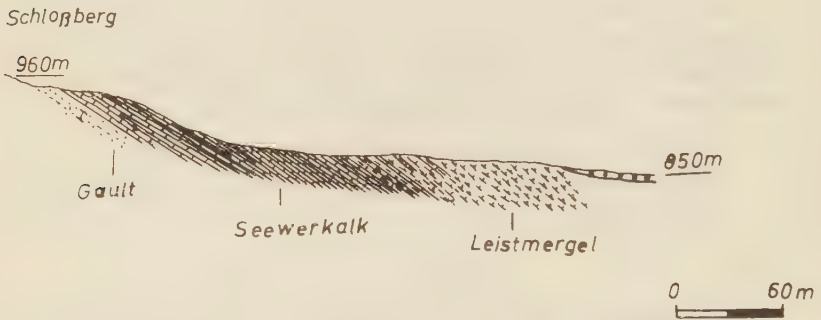


Abb. 12 : Profil vom Pröbstener Bach

Dünnschliffe 163X2 zeigen einen starken Pithonellenrückgang im Kalklutit, obgleich sie im Schliff 1 aus 5 m tiefer überwiegen, die Faunengemeinschaft ist aber die gleiche:

Globotruncana lapparenti BROTZEN
Globotruncana tricarinata QUEREAU
Heterohelix sp.,

Alter: Ob. Turon - U. Coniac.

Der Übergang zu der völligen Vermergelung vollzieht sich langsam, bis die letzten Dezimeter im Seewerkkalk gleiche

Kalk- und Tongehalte aufweisen. Darüber folgen nur noch dünne kalkige Zwischenlagen in der nun mergeligen Mergel-Kalkfazies vor. Aus der letzten, überwiegend kalkigen Bank, stammt Probe 162. Im Dünnschliff sind nun die Pithonellen und Radiolarien völlig verschwunden. In dem gleichmäßig ausgebildeten Kalklutit sind:

Globotruncana tricarinata QUEREAU
Globotruncana aff. *coronata* BROTZEN
Globotruncana lapparenti BOLLI,

Alter: da man sich hier lithologisch im Obersten Seewerkalk befindet und die einkieligen *Rotalipora* fehlen, wird ein Ob. Turon - U. Coniac Alter angenommen, wahrscheinlich U. Coniac, weil die nachfolgenden Proben ein Coniac-Alter brachten. Bei Besprechung der Leistmergel wird an diesen Übergangsbereich angeschlossen.

f) Der Seewerkalk des nördlichsten Gewölbes
zwischen Lieben und Pröbsten

Auch in diesem Gewölbe hat der Seewerkalk den größten Anteil der Aufschlüsse. Die Ausbildung und Beschaffenheit ist die gleiche, wie im südlicheren, oben besprochenen, Gewölbe.

Aus den mittleren Partien am Berghang nördlich Pröbsten wurde eine Mergelprobe geschlämmt (128). Folgende Foramineferen wurden isoliert:

Globotruncana primitiva DALBIEZ
Globotruncana schneegansi SIGAL
Praeglobotruncana sp.
Rotalipora sp.,

Alter: Ob. Turon - U. Coniac.

Etwa 5 m höher waren im Dünnschliff 129 zu erkennen:

Praeglobotruncana stephani trubinata REICHEL
Rotalipora aff. *cushmani* MORROW
Globotruncana aff. *coronata* BOLLI
Globotruncana imbricata MORNOD,

Alter: Oberstes Turon; Coniac wird wegen der Rotalipora ausgeschlossen.

Dünnschliff 135 aus den nördlichsten im Untersuchungsgebiet auftretenden Seewerkalk-Vorkommen südlich Lieben zeigt:

Globotruncana helvetica BOLLI

Hedbergella sp.,

Alter: U. - M. Turon.

Zusammenfassend hat die Seewerkalk-Untersuchung u. a. gezeigt, daß die dichten Kalklutite reich an Foramineferen sowie an Pithonellen und Radiolarien sind, deren Auftreten und Häufigkeit in einem Zusammenhang mit dem Kalkgehalt in Verbindung gebracht wird. Ihr Anteil nimmt nach oben zu den hangenden Leistmergeln ab, bis sie am Ende der Seewerkalkfazies fast verschwinden. Aber auch in den unteren Seewerkalkpartien ist ihr Gehalt im Schliff geringer.

2.2.2.11 Leistmergel

In der NE-Gruppe des Helvetikums sind sie die jüngsten aufgeschlossenen Schichten, die nur am Freyberg-Eisenberg-Gewölbe im E auftreten. Im SW sind ihre Vorkommen auf einen kleinen Streifen westlich Kappel beschränkt.

Im wesentlichen sind sie blaugraue, sehr dünngeschichtete, sandige Kalkmergel, welche die Schicht im NE aufbauen. Dazwischen schalten sich bis 10 cm mächtige Kalksteinbänke, während im SW die Leistmergel dunkelgrau, manchmal mit einem bräunlichen Stich, gefärbt sind. Im allgemeinen konnte festgestellt werden, daß die Schichtung im NE dicker ist als im SW, weiterhin haben die Pröbstener Leistmergel eine noch feinere Fraktion als die am Stein-Bach im SW.

Die geochemische Analyse im nächsten Kapitel wird eine Gegenüberstellung der Leistmergel beider Gruppen beinhalten.

Die Auswertung einer Schlammprobe, 1 Meter über dem Seewerkalk im Stein-Bach entnommen, hat keine für die Bestimmung brauchbare Mikrofossilien geliefert. Es waren lediglich flache, zweikielige Globotruncanen zu betrachten, die den Globotruncanen des Ob. Turon - Campan ähneln.

Zwei Meter höher zeigte Schlammprobe 174 folgende Faunengemeinschaft:

Globotruncana lapparenti BROTZEN
Globotruncana bulloides VOGLER
Heterohelix globolosa (EHRENBERG)
Verneuillina sp.,

Alter: Campan.

Aus den Leistmergeln südwestlich Kappel (Profil in Abb. 13) ist 10 m über dem Seewerkalk die Probe 177 geschlämmt worden:

Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY)
Globotruncana coronata BOLLI
Arenobulimina sp.
Lenticulina sp.
Nodosarie sp.
Hedbergella sp.

Das Alter kann nicht näher bestimmt werden. Die Globotruncanen kommen in der Zeit von Ob. Turon - Campan vor.



Abb. 13 : Profil SW-Kappel

In der Lithologie konnte kein Übergang festgestellt werden, zwischen Seewerkalk und Leistmergel, wie dies bei Pröbsten im NE der Fall war.

Schlammprobe 263 aus dem Hügel nordwestlich Weißbach wurde 2 m über dem Seewerkalk gezogen. Das Material ist auch hier schlecht erhalten. Bestimmt wurde nur

Globotruncana tricarinata QUEREAU.

Diese Art kommt in der Zeit von Ob. Turon - Campan vor.

Auf den Übergang Seewerkalk-Leistmergel im Pröbstener Bach im NE konnte oben hingewiesen werden. Dort hat die letzte Seewerkalkbank (Dünnschliff 162) ein Ob. Turon - U. Coniac Alter geliefert. Fünf Meter oberhalb dieser Bank wurde aus den unteren Leistmergeln die Schlammprobe 158 ausgewertet:

Globotruncana linneiana D'ORBIGNY

Globotruncana lapparenti BROTZEN

Heterohelix globolosa EHRENBURG

Globotruncana tricarinata QUEREAU

Marssonella sp.

Bulimina sp.

Nodosaria sp.

Hedbergella sp.

Dorothyia sp.

Stensioina sp.

Globorotalites sp.,

Alter: Coniac.

Schlammprobe 157 aus 5 m höher lieferte:

Globotruncana lapparenti BROTZEN

Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY)

Hedbergella sp.

Nodosaria sp.

Dorothyia sp.

Bulimina sp.

Heterohelix globolosa (EHRENBURG)

Ostracoda sp.,

Alter: diese Fauna fällt in die Zeit Coniac - Campan, kann aber nicht näher bestimmt werden.

Weiterhin wurde Probe 164 aus dem Profil (Abb. 12) untersucht:

Globotruncana concavata (BROTZEN)

Globotruncana lapparenti BROTZEN

Globotruncana coronata BOLLI

Hedbergella sp.

Heterohelix sp.,

Alter: U. Santon.

Südlich des P. 854 m, unterhalb der Straße Pröbsten-Zell, wurde Schlammprobe 166 gesammelt. Sie lieferte:

Globotruncana ventricosa WHITE

Globotruncana calciformis De LAPPARENT

Globotruncana coronata BOLLI

Heterohelix sp.,

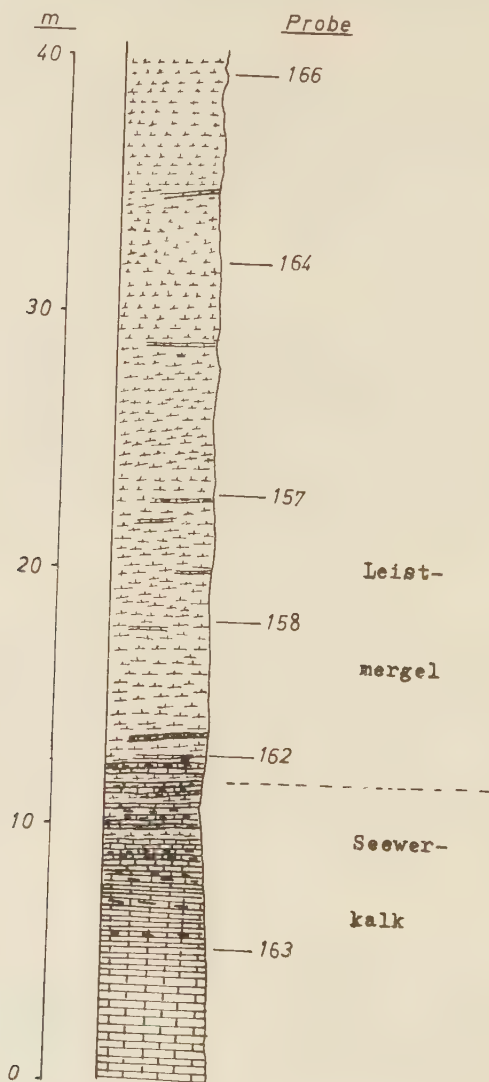
Alter: Santon - Campan.

Ausgehend von der lithologischen und biofaziellen Untersuchung, konnte sicher gestellt werden, daß ein stratigraphischer Übergang vom oberen Seewerkalk zu den unteren Leistmergeln im Gebiet von Pröbsten stattfindet. Eine allmähliche Mergelzunahme, damit verbunden die Abnahme der Bankmächtigkeit im Bereich oberster Seewerkalk - unterste Leistmergel, ist im folgenden Säulenprofil (S. 64) dargestellt.

2.2.2.12 Wangschichten

Primär sind diese auf die Leistmergel sedimentiert worden. In meinem Gebiet liegen sie tektonisch in umgekehrter Lagerung. Das einzige Wangschichten-Vorkommen befindet sich im SW am Hof-Bach. Sie bilden eine Schuppe von mindestens 100 m Mächtigkeit, mit einem E-W Streichen und steilen Einfallen. Im Streichen konnten sie auf 300 m verfolgt werden.

Säulenprofil vom Pröbstener Bach:



Im Süden des Hof-Bachs besteht die Basis der Wangschichten aus harten, dunkelgrauen glaukonit- und sandhaltigen Kalksteinen. Aus den untersten Partien vom Hang stammt Dünn-schliff 237:

In einer Kalkrudite mit wenig Ton in der Matrix sind ca. 15 % eckige - 0,17 mm Quarze und 1 % Glaukonit und
Dorothia sp.
Quinqueloculina sp.

Die sandigen Kalkbänke erreichen ca. 30 m Gesamtmächtigkeit. Dann gehen sie in eine tonreiche Sandmergel-Fazies über.

Schliff 239 aus den obersten harten Bänken zeigt:

- 20 % Quarz, meist $< 20 \mu$, vereinzelt bis 80μ
- 2 % Glaukonit
- der Rest besteht aus Ton-Kalk-Matrix.

Die obere Wangschichten-Fazies wird aus dünnbankigen, bräunlich bis schwärzlichen, etwas sandigen Kalkmergeln gebildet. Ihr Glaukonitgehalt ist beachtlich und unterscheidet sie von den darunter liegenden, ähnlich aussehenden Leistmergeln. Sie sind sehr hart und zeigen graue Verwitterungsfarben. Die oberen sandigen Mergel der Wangschichten bilden am Hof-Bach verhältnismäßig steile Wände und Gräben. Die typischen Leistmergel-Rutschungen sind hier nicht vorhanden, weil das Gestein trotz Schieferung und Feinschichten standfest ist. Einschaltungen von dünnen Kalkbänken sind häufig beobachtet worden.

Schlammprobe 229, aus dem oberen Hof-Bach bei Höhe 1 070 m entnommen, erbrachte

Globotruncana ex. gr. *elevata* BROTZEN.

Sie kommt im Campan - Maastricht vor.

Reichhaltigere Fauna lieferte Schlammprobe 240 aus dem kleinen Graben südlich vom Hof-Bach in den gleichen sandigen Mergeln. Hier wurden bestimmt:

Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ

Globotruncana stuarti DE LAPPARENT

Globotruncana arca CUSHMAN

Globotruncana rosetta rosetta CARSEY

Pseudotextularia elegans RZEHAKE

Die Summe der vorliegenden Foramineferen spricht für ein Maastricht Alter. Nach A. PAPP und K. TURNOVSKY (1970) ist die *Globotruncana stuarti* für Mittel und Ober Maastricht leitend. Damit ist die Frage auch geklärt, ob diese oberen Mergelschichten am Hof-Bach den Leistmergeln (Geologische Karten P. SCHMIDT-THOME, Blatt Füssen 1 : 100 000 und W. ZACHER, Blatt Pfronten 1 : 25 000) oder den Wangschichten zuzurechnen sind, zugunsten der letzteren. Ihre tektonische Lage ist im folgenden Profil dargelegt:

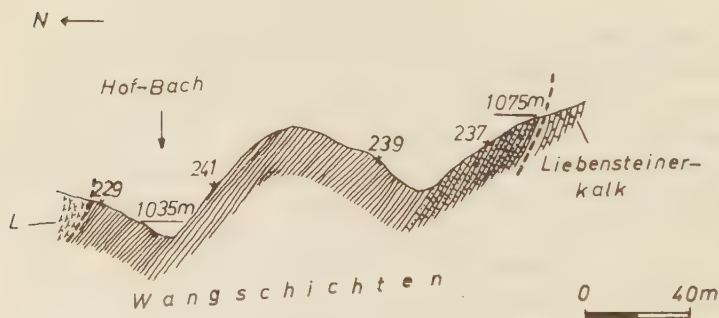


Abb. 14 : Wangschichten-Profil (L = Leistmergel)

2.2.3 Geochemische Analysen

2.2.3.1 Allgemeines:

In der Einleitung war die Frage gestellt, ob beim Fehlen paläontologischer Befunde die Methode der stratigraphischen Korrelation auf den Grundlagen der Geochemie anwendbar wäre,

da in gewissen Fällen bestimmte chemische Elemente für einen geologischen Horizont charakteristisch sind. Daher wurden aus dem Untersuchungsgebiet zwei Probenprofile, soweit es die Aufschlüsse erlaubten, analysiert. Die Ergebnisse werden unten in Tabellen dargestellt.

Nachdem die Proben zerkleinert und mit HCl und HNO_3 aufgelöst waren, wurden sie mit den dazu notwendigen Standardlösungen in dem Atom-Absorptions-Spektrophotometer des Lehrstuhls für angewandte Geologie der Freien Universität Berlin untersucht. Die erhaltenen Konzentrationsmengen der untersuchten Elemente wurden in Prozentsen angegeben. Ca -, Mg - und Fe -Konzentrationen sind dann, weil sie in starken Mengen auftreten, in Kalk, Dolomit und Fe-Oxid oder Fe-Sulfid umgerechnet.

Zur Methodik selbst wird auf die einschlägige Literatur hingewiesen, da in dieser Arbeit hauptsächlich die Ergebnisse zur Korrelation interessieren.

Für jede in den Tabellen angegebene Proben-Nummer wurden 3 Teilproben aus drei übereinander folgenden Bänken gemischt, nachdem sie vorher zerkleinert waren. Zur Analyse ist immer also eine Durchschnittsprobe herangezogen. Es wurde im Rahmen des Möglichen versucht, für die 2 Profile jeweils in den ähnlichen Gesteinspartien innerhalb der Schicht die Proben zu entnehmen: So z. B. aus dem untersten oder obersten Seewerkalk, sowohl im SW als auch im NE. Es ist darauf zu achten, daß diese Zahlenangaben nur für den Bereich, aus dem sie stammen, gelten: So in dem genannten Beispiel nicht für die gesamte Seewerkalkfazies. Das ist nur möglich bei entsprechender dichter Probenentnahme in guten Aufschlüssen.

Die Lokalität der einzelnen Proben ist aus der Besprechung der helvetischen Schichten im Kapitel Stratigraphie zu entnehmen (s. auch Anlage 3).

Die Eisenkonzentration in der Probenlösung wurde jeweils für die zwei möglich vorkommenden Eisenverbindungen: Fe-Oxyd und (oder) Fe-Sulfid, ausgerechnet.

Die Profile der nordöstlichen Gruppe sind in E-W Richtung aus dem Freyberg-Eisenberg-Gewölbe und der südwestlichen Gruppe aus dem Stein-Bach entnommen. Außerdem wurden in der geochemischen Untersuchung ein N-S Profil durch das kleine ultrahelvetische Vorkommen und eine Probe aus dem Feuerstätter-Sandstein einbezogen.

2.2.3.2 Geochemische Tabellen

Die Sr- und Mn-Gehalte sind wegen ihrer kleineren Konzentrationen in ppm angegeben worden, während die Ca-, Mg- und Fe-Gehalte gemäß der größeren Konzentration in ihrem Anteil am Gesteinsaufbau umgerechnet werden konnten. (S. Tabellen auf den Seiten 69 - 72).

2.2.3.3 Auswertung und Rückschlüsse

Die Auswertung der Analysen ermöglicht für die helvetischen Vorkommen hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung im Untersuchungsgebiet eine exaktere Definition als bisher. Die Untersuchung auf 5 Elemente (Ca, Mg, Fe, Sr, Mn) erlaubte die Durchführung einer Parallelisierung in folgenden Schichten:

a) Leistmergel

Die untersten Leistmergel in Pröbsten enthalten mehr Kalk- und das vielfache an Sr- und Mn-Gehalt, während sie merklich weniger Fe- und Dolomitgehalt als die Leistmergel des Stein-Bachs aufweisen. Höhere Dolomitgehalte werden am Pröbstener Bach erst bei Probe 174 ca. 20 m oberhalb des Seewerkalks angetroffen. Sr und Mn bleiben aber im NE höher als im SW. Dies kann man als Hinweis auf verschiedene Entstehungsbedingungen in beiden Gruppen betrachten.

Profil: Ruinen-Gewölbe

Gestein	Probe-Nr.	Kalk %	Dolomit %	Fe Oxyd %	Sulfid %	Sr ppm	Mn ppm	Rückstand %
Leistmergel	157	42,5	4	1,3	2	674	794	50
Leistmergel	158	46	6	1,3	2	728	581	46,26
Leistmergel	160	48,2	3,3	0,6	1	693	894	42,95
Unterste Leistmergel	161	63,3	3,4	0,9	1,3	712	919	31,16
Leistmergel/ Seewerkalk	162	70,2	1,6	0,7	1,1	595	751	24,11
Oberster Seewerkalk	163	81	1,1	0,4	0,6	703	380	16,86
Unterster Seewerkalk	62	77,6	1,9	0,3	0,5	698	339	18,57
Lochwaldschichten	62a	39	5,5	4,6	6,8	416	151	50,25
Obere Twirrenschichten	62b	32,4	6,1	4,6	6,9	330	144	56,17
Mittlere Twirrenschichten	62c	40	6,2	4,9	7,3	435	184	48,33

Gestein	Probe Nr.	Kalk %	Dolo- mit %	Fe Oxyd %	Sulfid %	Sr ppm	Mn ppm	Rück- stand %
Unt. Twirren- schichten	62d	4,5	1,2	0,86	1,3	34	43	92,74
Brisisand- stein	62e	0,95	0,92	0,6	1,1	1	39	97,3
Obere Gamser- schichten	62f	13	4	3,5	5,2	82	72	78,25
Unterste Gam- serschichten	62g	34,9	5,5	0,7	1,1	246	111	58,16
Oberster Schrattenkalk	86a	79	4,2	2,5	3,7	1060	205	12,7
Mittlerer Schrattenkalk	291	77	3,7	1,1	1,7	872	324	16,3
Ultrahelvetikum:								
Leimern- schichten	231	40,5	4,4	2,5	3,7	727	501	50,80
Liebenstei- ner Kalk	235b	51,5	1,6	0,6	0,9	351	712	43,75
Liebenstei- ner Kalk	232	74,5	2,2	0,4	0,6	418	220	20,72
Liebenstei- ner Kalk	234	84	2,4	0,4	0,6	614	291	11,89

Profil: Steinbach

Gestein	Probe Nr.	Kalk %	Dolo- mit %	Fe Oxyd %	Sulfid %	Sr ppm	Mn ppm	Rück- stand %
Leistmergel	174	41	2,9	3,3	4,9	500	330	49,70
Unterste Leistmergel	185	32,8	5,8	3,1	4,6	185	242	55,02
Seewerkalk	173	80	2	0,5	0,8	518	396	16,27
Unterer Seewerkalk	179	83,8	1,7	3	4	531	410	4,83
Lochwald- schichten	167 ₂	25	3	2,5	3,7	604	361	68,86
Brisisand- stein	167 ₁	1,2	3,5	3,7	5,5	20	39	90,12
Brisisand- stein	180	5,8	2,2	2,6	3,9	82	288	86,64
Luitere Mergel	170	34,1	3,5	1,5	2,2	247	151	60,35
Luitere Mergel	169	49,3	2,9	1,1	1,7	285	185	43,62
Luitere Mergel	171	28,3	3,2	1,9	2,8	212	109	64,31
Schratten- kalk	172a	38	5	5,4	8	197	209	48,94
Schratten- kalk	172b	65	3,6	0,9	1,3	1031	183	28,12

Gestein	Probe Nr.	Kalk %	Dolomit %	Fe Oxyd %	Sulfid %	Sr ppm	Mn ppm	Rück- stand %
Schratten- kalk	172c	70,8	3,5	0,8	1,2	706	230	23,43
Drusberg- schichten	175	46	2	2,2	3,3	763	242	47,18
Drusberg- schichten	186	68,3	3,3	0,9	1,4	713	223	25,72
Drusberg- schichten	187	46	2,3	2	3	799	267	47,27
Drusberg- schichten	188	6,3	3,5	3,8	5,6	38	76	84,25
Feuerstätter Decke:								
Feuerstätter Sandstein	235a	38,5	2,5	0,7	1,1	228	562	58,0
Feuerstätter Sandstein	233	1,5	0,5	0,5	1	1	27	97,47

Eine Bestätigung des stratigraphischen Übergangs Seewerkalk-Leistmergel, wie er aus der Fauna erkennbar ist, liefert auch die Geochemie. Der unlösliche Gehalt nimmt allmählich vom Seewerkalk Richtung der Leistmergel zu (von 16.8 % bei Probe 163 bis 50 % bei Probe 157). In der gleichen Richtung nimmt aber der Kalkgehalt von 81 % bei Probe 163 auf 42 % bei Probe 157 ab. Auch Dolomit- und Eisengehalt nehmen nur allmählich vom Seewerkalk in Richtung Leistmergel zu.

Im SW dagegen besteht dieser Übergang nicht (Leistmergel-Sedimentation wahrscheinlich erst nach der Santon-Transgression, M. RICHTER, 1960).

b) Seewerkalk

Hier ist eine im allgemeinen ähnliche chemische Zusammensetzung festzustellen. Nur beim Strontium konnte im NE ein beachtlich höherer Gehalt beobachtet werden als in den ähnlichen Schichten im SW. Vielleicht ist das auf die Zunahme des biogenen Inhalts zurückzuführen (Strontium angereichert in den Fossilienschalen). Die Dünnschliffe haben im NE in der Tat mehr Foramineferen gezeigt, als im SW.

c) Schrattenkalk

Einen höheren Kalkgehalt zeigen die untersuchten Proben aus dem NE; während die Probe 86a aus den obersten Schrattenkalk-Partien im NE 76 % Kalk enthält, sind es bei 172a im SW nur 38 %. Aber auch der unlösliche Anteil ist im SW doppelt soviel wie im NE.

Der Schrattenkalk der nordöstlichen Gruppe behält in den entnommenen Proben aus den oberen 20 m etwa seinen Kalkgehalt, während er im SW innerhalb 15 m von 70,8 % unten auf 38 % oben zurückgeht. Mit diesem Kalkrückgang ist eine Zunahme des unlöslichen Rückstands verknüpft; von 23,4 % aus Probe 172c zu 48,9 % in Probe 172a in der obersten Bank bis in die unteren Luitere-Mergelpartie ein Kalkgehalt von

28,3 % und Rückstand von 64,3 % erreicht wird. Verschieden groß ist auch der Sr-Gehalt, der im NE das vielfache ist, als im SW.

Die geochemische Parallelisierung der Schrattenkalkfazies in den beiden Profilen hat die schon im Dünnschliff erkannten verschiedenen Ausbildungstypen nun auch chemisch präzisiert.

2.2.4 Fazielle Beziehungen zu den helvetischen Vorkommen im W und E

Aufgrund der erzielten Ergebnisse ergeben sich für das Helvetikum in meinem Gebiet neue Erkenntnisse:

Während der Untersuchung ließen sich zwei Gruppen ausscheiden, die sich faziell und tektonisch voneinander unterscheiden. Die Beziehungen zwischen den gleichen, im Gebiet vorkommenden Serien in beiden Gruppenteilen sind in der folgenden Tabelle kurz dargelegt:

	SW-Gruppe	NE-Gruppe	Ausbildung
Wangschichten	x		
Leistmergel	x	x	verschieden
Seewerkalk	x	x	gleich
Fugenschichten	x	x	gleich
Knollenschicht	x	x	verschieden
Lochwaldschicht	x	x	gleich
Wirrenschicht	x	x	verschieden
Brisisandstein	x	x	gleich
Gamser Schichten	x	x	gleich
Luitere-Mergel	x		
Schrattenkalk	x	x	verschieden
Drusbergschichten	x		

Die Luitere-Mergel sind im NE nicht sedimentiert worden, während die Drusbergschichten und Wangschichten nur im SW aufgeschlossen sind.

Insgesamt überwiegt bei beiden Gruppen ein südhelvetischer Charakter, was jedoch im SW z. B. durch die starke Vermergelung des Schrattenkalks noch mehr ausgeprägt ist, als im NE, wo hauptsächlich Riffkalke und Kalkbrekzien gesteinsbildend auftreten. Die Gamser Schichten, die ja typisch für das Südhelvetikum sind, treten in ca. 20 m Mächtigkeit in beiden Gruppen auf. Aber auch der Brisisandstein, der vorwiegend im Mittel- und nördlichen Südhelvetikum vertreten

ist, konnte sowohl hier wie dort kartiert werden, mit einer Mächtigkeitzunahme im Nordosten.

Darauf darf gefolgert werden, daß die Sedimentationsheimat dieser Ablagerungen im nördlichen Bereich des südhelvetischen Beckens zu suchen ist, wobei die Sedimente der nordöstlichen Gruppe am weitesten im Norden zum Absatz gekommen waren.

Die Fazies der SW-Gruppe konnte von ZEIL (1954) im Murnauer Moos, ca. 50 km östlich Pfronten untersucht werden. Dort kommt auch der glaukonit und sandhaltige Schrattenkalkvor, in der Wechselfolge mit dunkelgrauen bis schwarzen Tonmergel-lagen.

Auch die Gamser-, Twirren- und Aubrigschichten sind neben der Lochwaldschicht mit fast der gleichen Mächtigkeit vorhanden.

Über die Fazies-Fortsetzung der NE-Gruppe nach Osten ist wenig bekannt. Im Westen ist sie zumindest bis zum Grünten abgetragen.

2.3 Ultrahelvetikum (Liebensteiner Decke)

2.3.1 Geologische Stellung

Bereits im Kapitel 1.4 (Paläogeographische Entwicklung) wurde auf diestratigraphische und tektonische Stellung kurz hingewiesen. Ihre Sedimente werden heute weitgehend als die am weitesten südlich zur Ablagerung gekommenen helvetischen Gesteine betrachtet.

Die von M. RICHTER (1956, 1960, 1966) aufgestellte Gliederung dieser Decke hat heute allgemeine Gültigkeit:

<u>Mittel-Eozän</u>		
<u>Unter-Eozän</u>		Schelpen-
<u>Paläozän</u>		Serie
<u>Maastricht</u>	(lokal Leimern-	-----
<u>Campan</u>	kalk)	
<u>Santon</u>	Leimernschichten	
<u>Coniac</u>		-----
<u>Turon</u>	Liebensteinerkalk	
<u>Cenoman</u>		-----
<u>Alb</u>	Freschenschichten	
<u>Apt</u>	Hochkugelschichten	-----

Mit Hilfe der mikropaläontologischen Untersuchung wurde nachgewiesen (H. HÖFLE, 1971), daß die Überschiebung des Ultrahelvetikums auf das Helvetikum in Form zahlreicher Divertikel stattgefunden hat. Die Liebensteiner Decke ist eine völlig selbständige tektonische Einheit. Sie trennt faziell und tektonisch das Helvetikum im N von der penninischen Feuerstätter Decke im S.

2.3.2 Vorkommen

Zwischen Winkels- und Hof-Bach im SW tritt nur ein Teil des Ultrahelvetikums auf. Es sind ca. 50 m Liebensteiner

Kalk aufgeschlossen. Südlich davon steht ein ca. 10 m mächtiger Rest der hangenden Leimernschichten an.

Folgende Proben wurden daraus untersucht:

Dünnschliff 134 aus den stratigraphisch oberen aufgeschlossenen Partien im Liebensteinerkalk zeigt in einem Kalklutit:

Globotruncana lapparenti BROTZEN

Globotruncana coronata BOLLI,

Alter: Ob. Turon - U. Coniac

Aus dem isolierten kleineren Aufschluß südwestlich Hündleskopf stammt Schliff 254:

Globotruncana bulloides VOGLER

Globotruncana coronata BOLLI

Globotruncana tricarinata QUEREAU

Globotruncana lapparenti BROTZEN,

Alter: Ob. Turon - Coniac.

Aus dem unteren aufgeschlossenen Bereich machten die Schliffe 235b und 232 ein oberstes Cenoman bis Mittel-Turon
Alter wahrscheinlich:

Globotruncana helvetica BOLLI

Globotruncana lapparenti BROTZEN

Hedbergella sp.

Das bedeutet, die Schicht wird nach S (s. Profil in Abb. 15) älter. Hier im S aber sind einige Meter Leimernschichten bestehend aus Mergeln und Kalkmergeln nachgewiesen worden mit einem Campan-Alter (wahrscheinlich U. Campan) durch die Schlammprobe 231:

Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ

Globotruncana coronata BOLLI

Globotruncana lapparenti BROTZEN.

Sie bilden also in diesem Vorkommen nicht das direkt Hangende der nördlich davon vorhandenen Liebensteiner Kalke, sondern sind als isoliert zu betrachten.

Die hellen Liebensteiner Kalke sind dicht und durch die sehr häufig beobachteten dunklen Flecken gekennzeichnet. In der Nähe von der Probenstelle 232 wurde eine Bank mit zahlreichen Inoceramen-Bruchstücken gefunden.

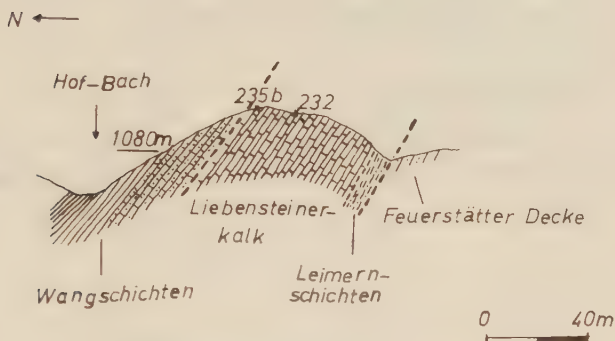


Abb. 15 : Liebensteiner Decke

2.3.3 Geochemische Betrachtung

Auch hier wurden für die Proben jeweils ein Durchschnitt aus drei benachbarten Probenteilen genommen.

Beim Liebensteiner Kalk kann eine allmähliche Kalkgehaltszunahme vom Liegenden zum Hangenden beobachtet werden, mit dem gleichen Verhältnis, in dem in dieser Richtung der ungelöste Anteil zurückgeht. Auch der Strontium-Gehalt nimmt von unten (Probe 234) nach oben (Probe 235b) ab (Tabelle S. 70).

Geochemisch läßt sich der Liebensteiner Kalk auch mit dem Seewerkalk, mit dem er lithologisch und biofaziell zum Verwechseln ähnlich ist, parallelisieren. Beide Gesteine weisen im Durchschnitt der Proben ähnliche Gehalte ihrer Bestandteile auf.

2.4 Flysch

Die paläogeographische Entwicklung der Geosynklinale wurde anfangs zusammengefaßt. Es wurde darauf hingewiesen, daß südlich des Ultrahelvetikum-Ablagerungsraumes seit der unteren Kreide die Nordpenninische Schwelle gelegen hat. Südlich dieser Schwelle wurden Gesteine der Feuerstätter Decke und der Hauptflyschdecke sedimentiert.

2.4.1 Feuerstätter Decke

Ein ca. 70 m mächtiges Vorkommen tritt nördlich des Winkels-Baches auf (Profil in Abb. 16), das jetzt zum erstenmal kartiert wurde.

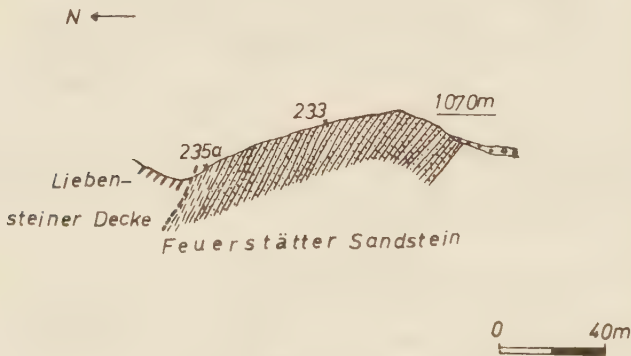


Abb. 16 : Feuerstätter Decke

Es handelt sich ausschließlich um Feuerstätter-Sandsteine aus der "mittleren Kreide". Die meist hell quarzitäen Glaukonit-Sandsteine sind dem helvetischen Brisisandstein sehr ähnlich. Meist sind sie von grünlicher Farbe.

Das Gestein ist sehr fest und verwittert splittrig. Typisch ist das Vorhandensein eingeschalteter Sandsteinbreccie, die große Körner und vor allem große Glimmer-Fetzen enthält. Der Rücken zwischen dem Winkelsbach und dem nördlicher folgenden kleinen Bach besteht aus diesen harten und im Gelände deutlich erkennbaren Glaukonit-Sandsteinen.

Tab. 3 : Flysch-Gliederung (nach M. RICHTER, 1966)

Mittel- Untereozän Paläozän	Feuerstätte Decke	Obere Jung- hansen-Serie	Üntschchen-Decke südl. Flyschzone, nur in Vorarlberg u. bis zur Stillach)		Hauptflyschdecke (nördl. Oberstdorfer Flysch- zone) Fazies und südl. Flyschzone im mittl. u. östl. Allgäu)	
			Fanola-Serie		Bleicherhorn-Serie	
Maastricht	Nummulitenkalke und Brekzien Rote Gschlief- schichten Bolgenkonglomerat		Planknerbrück- Serie	Härlitzer-Serie	Serie	Zementmergel
Campan	Hörnlein-Serie mit umfangreichen Spilituffen, Spiliten			Zementmergel- Serie (teilw.)		
Coniac	Serpentininit Spilit- konglomeraten		Piesenkopf-Serie	Piesenkopf-Serie		
Turon						
Cenoman						
				obere bunte Mergel (teilw.)		
			Reiselsberger- Sandstein	Reiselsberger Sandstein	Reiselsberger Sandstein	
			Ofterschwanger Serie	Ofterschwanger Serie	untere bunte Mergel und (teilw.) ge- ringmächtige Ofterschwanger Schichten	
Alb	Feuerstätte Quarzit und Sandstein					
Apt			Quarzit-Serie (nur lokal)	Quarzit-Serie	Quarzit-Serie	
Barrême	Untere Junghansen-Serie				Tristel-Serie	
Hauterive					mit Tristelbrek- zie des Apt	
Valendis	Aptychenschichten					

Nach ca. 60 m Mächtigkeit zeigen sie im Liegenden ca. 10 m Schwarze Schiefertone. Diese wurden von der Liebensteiner Decke im gleichen Bach unterlagert (s. Profil in Abb. 15).

Im Dünnschliff 233 erscheint ein dichter Quarz (fast 98 %) und ca. 2 % Glaukonit in den Zwickeln. Der Quarz ist meist < 1 mm, aber vereinzelt treten große Körner bis 2 mm auf. Zwei Proben (aus den Tonmergeln und dem Sandstein) sind chemisch untersucht worden. Die Ergebnisse sind der Tabelle auf S. 72 zu entnehmen.

2.4.2 Hauptflyschdecke

Die Serien dieser Decke bilden die Südgrenze des untersuchten Gebietes. Nur ein schmaler Streifen wurde in die Arbeit einbezogen, um hauptsächlich tektonische Daten zu erhalten. Trotzdem wurde teilweise auch die Fazies untersucht, soweit es möglich war.

Aus SW kommt der Flyschkomplex in den Winkels-Bach mit Ofterschwanger Schichten, Reiselsberger Sandstein und Piesenkopf Schichten an. Weiter nach NE werden dann in meinem Gebiet nur Reiselsberger Sandsteine angetroffen.

Eine Reihe von Proben wurde aus den Vorkommen der Hauptflyschzone im Winkels-Bach untersucht. Lediglich ein Dünnschliff (253) aus den Ofterschwanger Schichten war fossilführend:

Globotruncana helvetica BOLLI

Marssonella oxycona REUSS

Praeglobotruncana sp.,

Alter: Ob. Cenoman.

Im Dünnschliff beobachtet man einen Kalk-Sandstein mit tropfenförmigem Glaukonit in einer tonig-kalkigen Matrix. Ein Anteil aus Kalkdetritus tritt durch die Einfärbung des Dünnschliffs mit Allizarin-rot gut hervor. Den größten Anteil aber nehmen

die locker gestreuten runden und stengeligen Quarze $< 0,3$ mm ein. Im Schichtverband der Ofterschwanger Serie sind es vor allem Mergel und Mergelkalke, welche die gute Schichtung am oberen Winkels-Bach ausprägen. Dazwischen schalten sich bis 70 cm mächtige Kalkbänke ein. Der Bach hat im oberen Teil seinen Lauf im Streichen der Mergel eingeschnitten. 20 m tiefer in den verschiedenen grauen Tonmergeln wird eine 30 cm mächtige Kieselkalkbank eingeschnitten, darunter beobachtet man die Fortsetzung der Pelite weiter. Die Hänge sind durch Rutschungen im ganzen oberen Bachabschnitt gekennzeichnet.

Die Schichten der Hauptflyschzone streichen im allgemeinen E-W und fallen steil nach N ein. Eine Reihe von N-S Profilen zeigt die geologische Situation der im Bach vorkommenden Flyschserien.

Die hangenden Reiselberger Sandsteine sind im mittleren Bachbereich aufgeschlossen. Die verschieden mächtigen sand- und tonhaltigen Schichtbänke sind reich an Glimmer. Die Sandbänke verwittern und zerfallen in dünnen Platten. Sie rutschen dann in den Bach und bilden den Hauptanteil des Schutts in diesem Gebiet. Die im frischen Anschlag grauen Gesteine mit glänzenden Glimmerpartien verwittern bräunlich und zerfallen in Quarzgrus. Die letzte Vereisung hat im Pfrontener Gebiet große Mengen von diesem Material angehäuft. Viele 1 m^3 große Blöcke liegen auf dem Helvetikum und der Molasse im Norden mit den typischen bräunlichen Verwitterungsfarben.

Die Sandsteinkörner zeigen unterschiedliche Größe; oft sind sie zwischen 1 - 3 mm im Durchmesser, gelegentlich kommen auch größere Fraktionen vor.

Im Dünnschliff 247 aus dem mittleren Bachabschnitt sieht man eine tonige, schwach kalkige Matrix, in der eckige, locker gestreute, einschlußreiche Quarze (0,3 mm) vorherrschen. Der Schliff ist reich an Glimmerschuppen, die vereinzelt 1 mm

lang werden. Schliff 264 aus dem Hügel nördlich Weißbach zeigt Quarze bis 2 mm.

Insgesamt sind 10 Schliffe aus dieser Serie angefertigt, alle waren fossilfrei und haben die gleiche Zusammensetzung.

Die jüngsten im Untersuchungsgebiet auftretenden Flyschgesteine sind die im Winkels-Bach aufgeschlossenen Piesenkopfschichten. Normalerweise bilden sie das Hangende des Reiselsberger Sandstein, sie können aber mit diesem wechselagern. Wie dem Profil in Abb. 17 zu entnehmen ist, treten

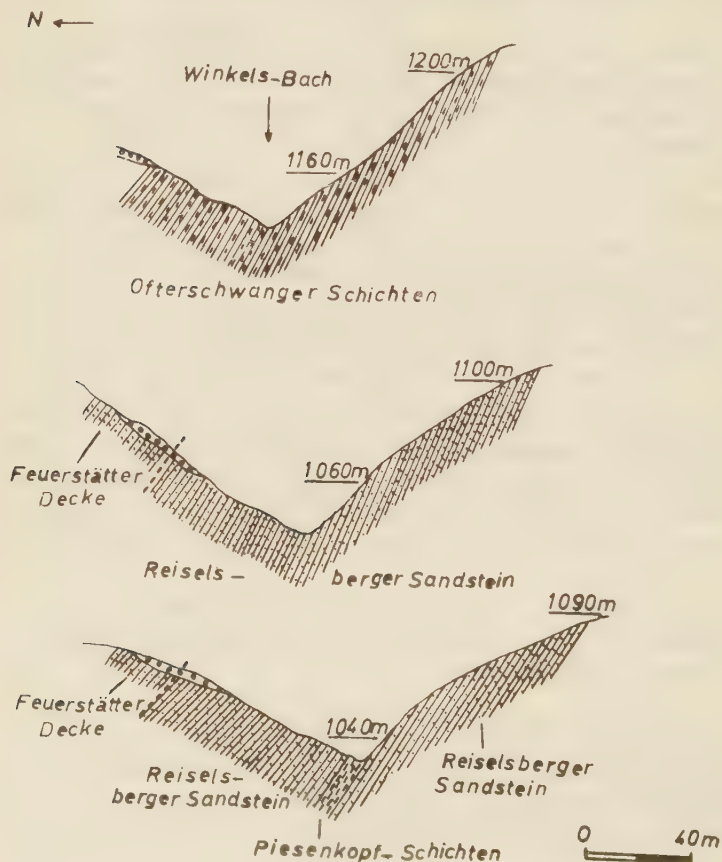


Abb. 17 : Profile in der Hauptflyschzone am Winkels-Bach.

zwei ca. 5 m mächtige Gesteinspakete dieser Schicht, getrennt durch dicke Reiselsberger Sandsteinbänke, auf. Die Schicht besteht aus einer Wechsellagerung von grünen Mergeln und 2 - 8 cm dicken Kalkbänken. Dünnschliffe aus diesem Kalk zeigten einen Kalklutit mit 15 % Quarz < 20 µ. Diese und die Schlammproben sind negativ verlaufen im Bezug auf Fossiliengehalt.

3 Tektonik

Das einmal nebeneinander sedimentierte Material innerhalb der alpinen Geosynklinale ist tektonisch durch den komplizierten Bewegungsablauf zu einem Übereinander geraten. Das äußert sich in dem bekannten großartigen Deckensystem. Von den Decken wurden im Rahmen meiner Arbeit hauptsächlich die Serien des Helvetikums untersucht. Die Liebensteiner Decke ist nur im SW vertreten, in einem kleinen Vorkommen und vor allem mit Liebensteiner Kalk. Ähnlich ist es auch im Falle der Feuerstätter Decke. Die meisten im Gebiet vorkommenden Schichten haben ein steiles Einfallen, wie die zahlreichen bis jetzt dargestellten Profile zeigen.

Die gemessenen Streichdaten in allen Decken-Serien bleiben in einer ESE-WNW bis ENE-WSW Richtung, außer in einem kleineren Aufschluß im Helvetikum nordwestlich Weißbach, wo ein NNE-SSW Streichen vorherrscht.

Zur Berechnung der Faltenachsen mittels Gefüge-Diagrammen sind über 1 500 Streich- und Einfallmeßwerte notwendig gewesen. Damit konnte der Faltenbau intensiver diskutiert werden.

Durch die Kartierung konnten innerhalb der nordöstlichen Gruppe 5 helvetische Falten bestätigt werden, die von K. REISER 1922 schon festgestellt wurden. Außerdem sind noch einige Reste ehemaliger Sättel und Mulden, die im übrigen der Erosion zum Opfer gefallen sind, erhalten. Vor allem sind diese kleineren Schrattenkalk-Vorkommen im äußersten NE, und die kleineren aus Helvetikum bestehenden Hügel zwischen Rehbichel und Weißbach. Bei der starken Tektonik sind die meisten am Bau beteiligten Schichten steilgestellt. Teilweise sind sie nach S rücküberkippt, was bei der Überschiebung und dem Zusammenstau der nordöstlichen Front an dem harten Gesteinsverband der Molasse verursacht ist. Den Kern der Falten im E bilden die massigen organogenen Schrattenkalke. Die Gefügediagramme zeigen ein ESE Abtauchen der Faltenachsen in die Füssener Bucht (S. 88, 89 und 90). Sie tauchen

mit Beträgen zwischen 40° - 65° nach ESE, während die ermittelten B-Achsen der SW-Gruppe Ost-Eintauchen zeigen. Die Falten werden in der Tiefe nicht wesentlich breiter; weil erstens die Schichten steil sind und zweitens muß man davon ausgehen, daß der Träger dieser Masse, nämlich die Molasse, nicht weit in der Tiefe liegt. Man kann sogar annehmen, die Molasse taucht auch in die Füssener Bucht mit einem ähnlichen Betrag wie das Helvetikum nach S ab. Folgende schematische Skizze parallel der bc-Fläche soll die Situation klären helfen (Abb. 18), dazu auch ein NNE-SSW Profil parallel zur ac-Fläche durch das Ruinen-Gewölbe:

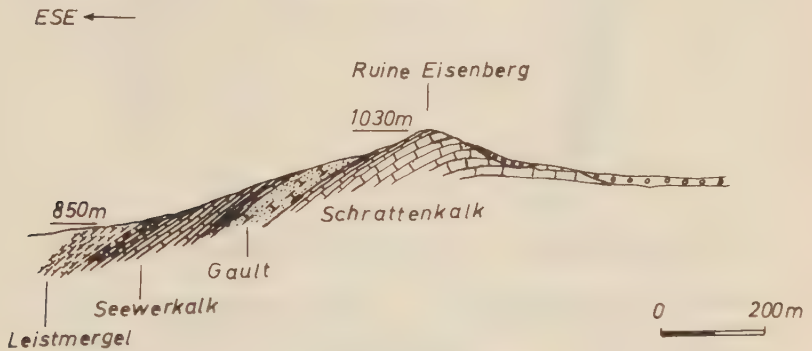


Abb. 18a : ESE-WNW Profil im Ruinengewölbe

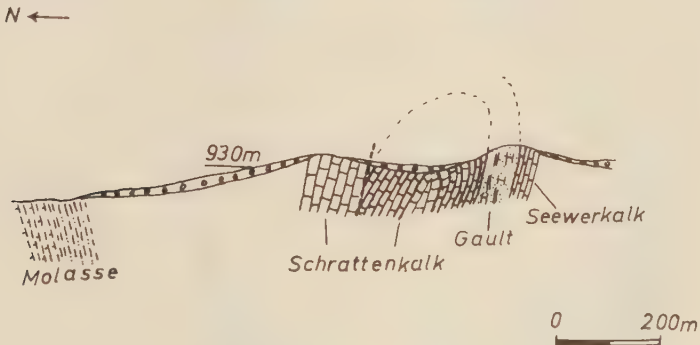
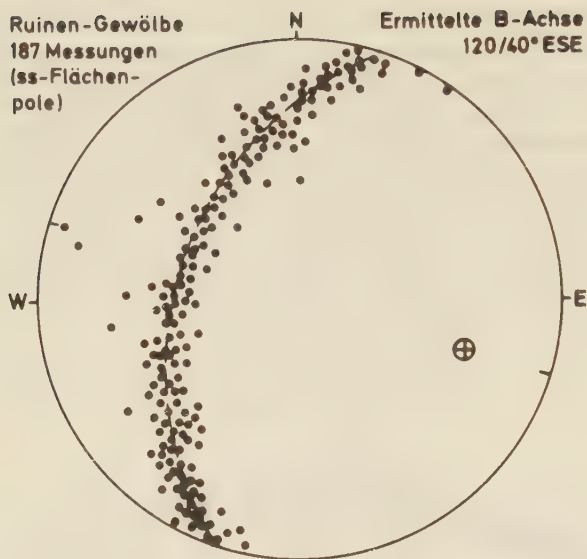


Abb. 18 b: N-S Profil im Ruinengewölbe

Ruinen-Gewölbe
187 Messungen
(ss-Flächen-
pole)

Ermittelte B-Achse
120/40° ESE

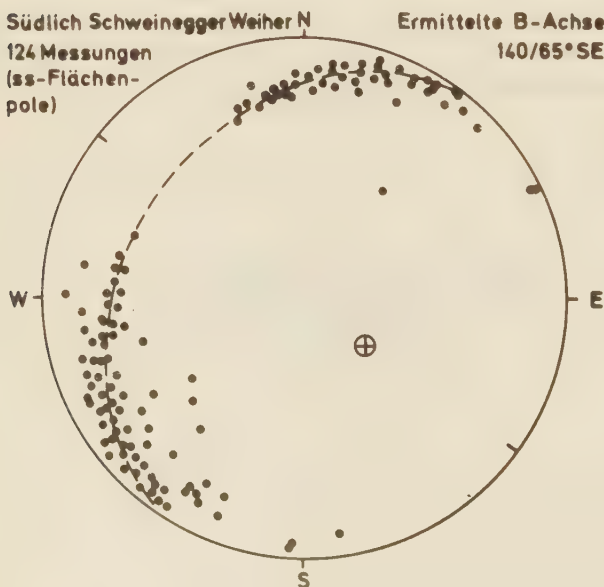


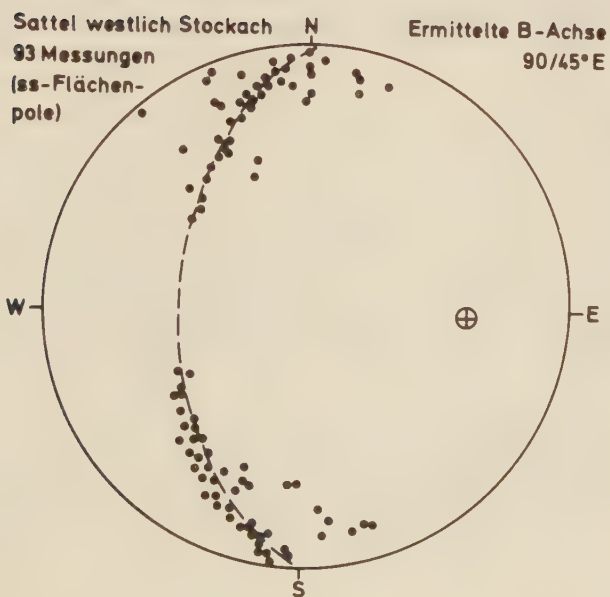
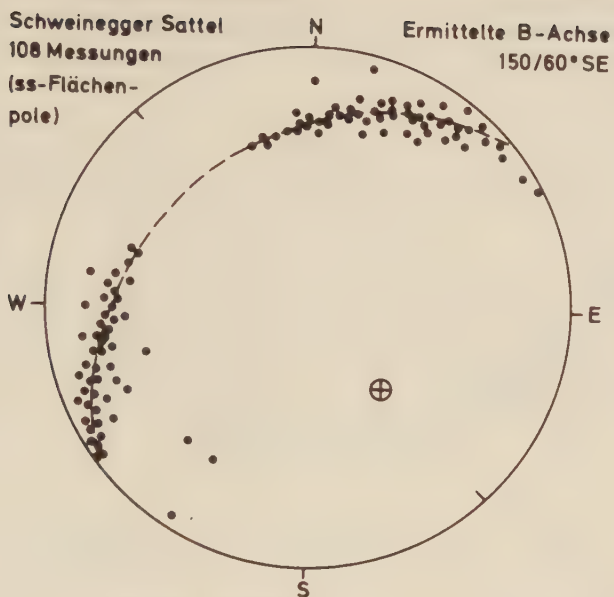
⊕:Ermittelte B-Achse

S--Ermittelter ac-Zonenkreis

Südlich Schweinegger Weiher N
124 Messungen
(ss-Flächen-
pole)

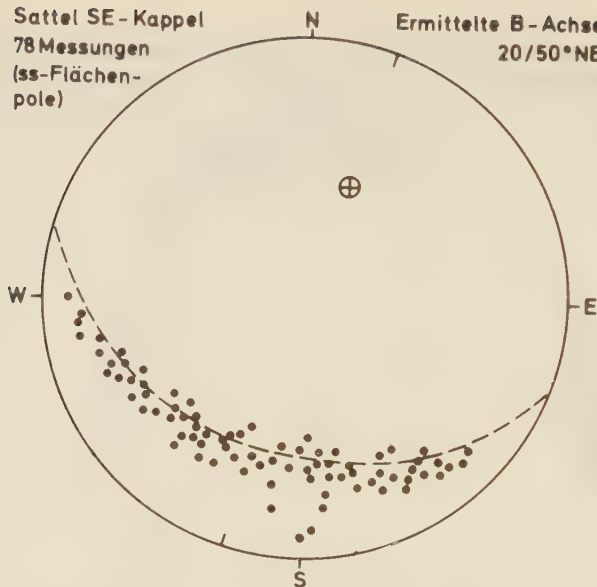
Ermittelte B-Achse
140/65° SE





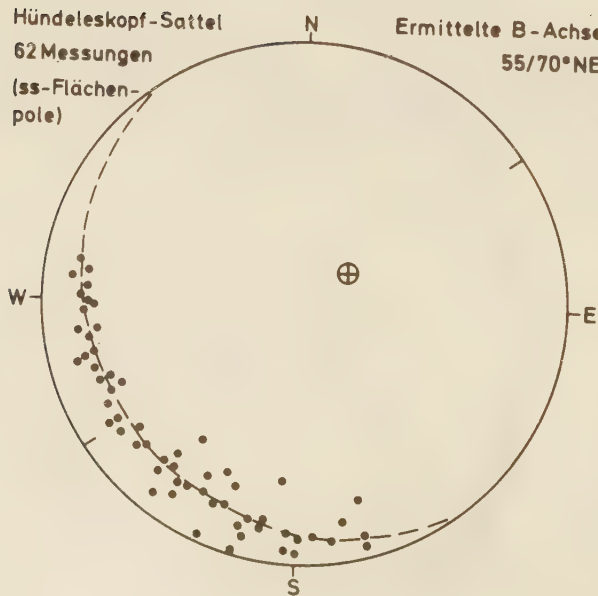
Sattel SE-Kappel
78 Messungen
(ss-Flächen-
pole)

Ermittelte B-Achse
20/50°NE



Hüdeleskopf-Sattel
62 Messungen
(ss-Flächen-
pole)

Ermittelte B-Achse
55/70°NE



Auf der WNW Seite der Sättel sind die Falten durch die Erosion abgetragen, sie würden sich nach W fortsetzen, wenn diese nicht so weit fortgeschritten wäre.

Aus dem Profil in Abb. 18 geht hervor, daß nach meiner Meinung ein Teil der Molasse westlich dieser Falten direkt unter dem Helvetikum hervortaucht.

Wenn man die helvetischen Falten des östlichen Allgäus in einer geologischen Karte betrachtet, sieht man, daß alle Falten östlich des Reichen-Bachs südlich Nesselwang bis zum untersuchten Gebiet an ihren West-Enden mit einem bestimmten Winkel zur heutigen nördlichen Helvetikumgrenze die Molasse erreichen.

Ein umgekehrtes Verhalten zeigt das Helvetikum westlich und nordwestlich des Grüntengipfels. Dort stoßen die Ostenden der Falten mit einem Winkel zur Molasse; man muß zu der Meinung kommen, daß einmal die helvetischen Decken weiter nach Norden vorgestoßen waren als es ihr heutiger Nordrand angibt.

Für die nordöstliche Faltengruppe des untersuchten Gebietes ergibt sich, daß die nach W in die Luft ausstreichenden helvetischen Falten sich einmal auf die Molasse des Buch-Waldes fortsetzten. Den Grund dieser schnellen und starken Erosion zwischen dem südlichen Abschnitt der Enzenstettener diagonalen Seitenverschiebung im E und dem nördlichen Grünten im W kann man in einer späteren (vielleicht unterpliozänen) schwachen Hebung in diesem Bereich der subalpinen Molasse suchen.

Die Interpretation der Luftbilder aus dem Untersuchungsgebiet zeigt u. a. den Verlauf der Falten und deren Achsenlagen (S. 92). Im Südwesten dagegen ist eine stärkere Tektonik außerordentlich wirksam gewesen, so daß sich keine



abgeschlossene oder zusammenhängende Falte entwickeln konnte. Die Sedimente sind stark verschuppt, aber im allgemeinen bewahren sie ihr E-W Streichen mit einem E bis ENE Achseneinfallen und teilweise nach Süden mit überkippten Schichten.

Das innerhalb der Molasse im N wichtige tektonische Element, die Enzenstettener diagonale Seitenverschiebung, wurde aus Gründen des Zusammenhangs im Kapitel Molasse behandelt. Die große Störung endet im S in den Tonmergel-Schichten, die für die Tektonik nicht ohne Bedeutung sind (siehe Darstellung Kapitel 2.1).

4 Quartär

Der Raum nördlich Pfronten lag während der Eiszeit im Bereich des Lechgletschers. Große Flächen sind daher vom Moränenmaterial bedeckt. Vor allem Reiselsberger Sandstein wurde mitgeführt und weit nach Norden transportiert. Anhäufungen, vorwiegend aus diesem Sandstein (zahlreiche Blöcke zwischen 5 und 8 m³), konnten auf der Karte eingetragen werden, so z. B. mehrmals nördlich der Straße Zell-Schweinegg.

Zwei Schotterfelder treten im Gebiet auf, ein großes nördlich Weißbach und ein kleineres nördlich Zell, wo die Schotter teilweise abgebaut werden.

Im Luftbild kann man im SW nördlich Weißbach einen weiträumigen Terrassenrand erkennen, der von SE herankommt.

Regelmäßig geformte Schwemmkegel haben Stein-Bach, Hof-Bach und Winkels-Bach aufgeschüttet. Die relativ flachen Bachschuttkegel sind sehr ausgedehnt. Auf dem Stein-Bach Schuttkegel, dem größten von ihnen, steht der Ort Pfronten-Kappel.

Unter den steilen Hängen besonders nördlich und südlich des Hündeleskopfes, sowie nördlich Rehbichel und am Freyberg-Eisenberg, ist der Gehängeschutt weit verbreitet.

Fast überall in den Niederungen sind Torfmoore ausgebildet. Besonders anmoorig ist die Depression zwischen Kappel, Weißbach, Kreuzegg, Zell und Rehbichel, wo ein ehemaliges Seebecken des Lechgletschers versumpfte.

5 Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurden im östlichen Allgäu nördlich von Pfronten zwei helvetische Faziesgruppen innerhalb des Südhelvetikums ausgeschieden. Die heutige Nachbarschaft beider Gruppen entspricht etwa der Lage während ihrer ursprünglichen Sedimentation, bevor sie nach Norden verfrachtet wurden.

Für den oberen Schrattenkalk wurde ein Ober-Barrême Alter ermittelt. Im SW sind die obersten 10 - 15 m glaukonit- und sandhaltig. Ein lithologischer und geochemischer Übergang in die hangenden Luitere-Mergel wurde nachgewiesen.

Die untere Altersgrenze des Seewerkalks wurde in das Ober-Cenoman gestellt.

Mit Hilfe der Mikropaläontologie gelang in der nordöstlichen helvetischen Gruppe bei Pröbsten der Nachweis eines Übergangs des Seewerkalks in die Leistmergel während des Coniac.

Außerdem sind große Wangschichten-Vorkommen im SW nachgewiesen worden.

Zum erstenmal konnte die Feuerstätter Decke kartiert werden, die durch den Feuerstätter-Sandstein mit ca. 70 m Mächtigkeit vertreten ist.

Die Mikrofauna einer Probe aus den Ofterschwanger-Schichten der Hauptflyschzone gaben ein Ob. Cenoman-Alter.

Außerdem wurden die Achsenlagen der Falten berechnet; die der NE-Gruppe tauchen nach SE und diejenigen der SW-Gruppe nach NE mit 40° - 65° ein.

Der Verfasser kommt zu der Anschauung, daß die helvetischen Falten im Bereich des Arbeitsgebiets sich primär über die Molasse hinweg bis zum Grünten im Westen fortgesetzt haben. Heute sind sie jedoch abgetragen. Dies kann als Folge einer

späteren Hebung (Unter-Pliozän) der südlichen Molasse oder einer Absenkung der heute noch vorhandenen helvetischen Sedimente entlang der Molasse-Alpengrenze sein.

Die Frage konnte geklärt werden, wie sich die NE-SW verlaufende Enzenstettener diagonale Seitenverschiebung im Süden verhält. Der Beweis wurde erbracht, daß die Störung im SW in den Tonmergel- und Deutenhausener Schichten, da sie von diesen abgelenkt wird, parallel zum Schichtstreichen ausläuft. Bei der Untersuchung dieser Störung konnten Tonmergelschichten nördlich der Freyberg-Eisenberg-Ruinen neu aufgefunden werden.

6 Literaturverzeichnis

- BETTENSTAEDT, F. Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den bayrischen und Vorarlberger Alpen aufgrund mikropaläontologischer Untersuchungen. - Z. deutsch. geol. Ges. 109, 566 - 592, Hannover 1958
- BODEN, K. Die Geröllführung der miozänen und oligozänen Molassenablagerungen im südbayrischen Alpenvorland zwischen Lech und Inn. Mitt. Geogr. Ges. München 18, 1925
- BOLLI, H. Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in der höheren helvetischen Decke. - Eclogae geol. Helv., Ser. A, H. 34, 217 - 328 6 Abb. ; Taf., Basel 1945
- BRAUMÖLLER, E. Der Südrand der Molassezone im Raum von Bad Hall. - Erdöl-Zeitschr., 1959 (5), 122 - 130, 1. Beil., Wien - Hamburg 1959
- BREYER, F. u.
DOHR, G. Betrachtungen über den Bau der gefalteten Molasse im westliche Bayern mit Beziehung auf das Molasse-Vorland und die angrenzenden Teile der Alpen aufgrund geophysikalischer Untersuchungen. - Erdöl und Kohle 12, S. 315 - 323, Hannover 1959
- CADISCH, J. Geologie der Schweizer Alpen, Basel 1953
Der Oberbau der Orogenese. - Geol. Rundschau, 50, S. 53 - 62, Stuttgart 1960
- CLASEN, G. u.
DOHR, G. Reflexionsseismische Messungen in der gefalteten Molasse Oberbayerns. - Z. dtsh. geol. Ges. 109, S. 612 - 623, Hannover 1957
- CORNELIUS, H. P. Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen in der Allgäuer und Vorarlberger Klippenzone. - Verh. Geol. B. A. 11/12, 1 - 9, 2 Abb., Wien 1921
Zur Deutung der Allgäuer und Vorarlberger Juraklippen. - Verh. Geol. B. A. H. 3, 61 - 64, Wien 1923
Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu. - Geolog. Archiv, Jahrg. 4, H. 1 - 14, ; Abb., 1 Taf.; H. 2, 49 - 61, 5 Abb.; H. 3, 109 - 124, 4 Abb.; H. 4, 153 - 168, 2 Abb.; H. 5, 193 - 213, 2 Abb., München 1926/27

- CUSTODIS, A. u.
P. SCHMIDT-THOME Geologie der bayrischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. - N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd., 80 B, 307-463, 19 Abb., 3 Karten, Stuttgart 1939
- "Ultrahelvetikum" und Flyschzone zwischen Oberstorf, Hindelang und Unterjoch.-Max Richter Festschrift, 8 - 13, 2 Tab., Clausthal-Zellerfeld 1965
- DEGENS, E. T. Geochemie der Sedimente. - Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1968
- DORN, P. Geologie von Mitteleuropa - 3. Aufl. Stuttgart 1966
- FÜCHTBAUER, H. u.
MÜLLER, G. Sedimente und Sedimentgesteine, Teil II Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller) Stuttgart 1970
- FÜCHTBAUER, H. Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. - Geol. Rundschau, 56, 1967a, 266 - 300
- GÜMBEL, C. W. Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes, Gotha 1861
- GWINNER, M. P. Geologie der Alpen. - E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller) Stuttgart 1971
- HAGN, H. u.
W. ZEIL Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayrischen Alpen. - Eclogae geol. Helv., 47, H. 1, 1 - 60 3 Abb., 7 Taf., 1 Tab., Basel 1954
- HAGN, H. Zur Paläogeographie und Mikropaläontologie des oberbayrischen Paläozänflysches. - Z. dtsh. geol. Ges., 101/II, 1949, 164 - 183
- Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Helvetikum und Flysch des Gebietes von Neubauern am Inn (Oberbayern). Geol. Bavar., 22, 1 - 163, 1 Beil., 26 Abb., München 1954.
- Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. - Geol. Bavarica, 44, 1 - 206, 10 Abb., 12 Taf., 1 Tab., München 1960
- HEIM, A. Zur Geologie des Grüntes im Allgäu. -

- Vierteljahresschrift, naturforsch.
Ges., Zürich 64, 1919
- HERM, D. Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental. - Bayr. Akadem. Wiss. Math. Nat. Kl. Abh. N. F., H. 104, 110 S., 9 Abb. 11 Taf., München 1962
- HÖFLE, H. Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen in der Liebensteiner Decke im Allgäu und Vorarlberg. Diss. Freie Universität Berlin, 1971
- HÖPFNER, B. Bemerkungen zur Paläogeographie und Tektonik des Helvetikums zwischen Iller und Lech. Jber. u. Mitt. Ober-rh. geol. Ver., N. F. 44, S. 93 - 109, Stuttgart 1962
- JANOSCHEK, W. Die Molassezone, Erdöl in Oesterreich. S. 75 - 86, Wien 1957
- Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. - Jahrb. Geol. B. A., 107, 161 - 214, 3 Abb., 4 Taf., 1 Tab., Wien 1964
- KOBER, L. Bau und Entstehung der Alpen. Deuticke, Wien 1955
- KOCKEL, C. W.,
RICHTER, M. u.
STEINMANN, H. G. Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. - Wiss. Veröff. D. Ö. Alpenver., 10, S. 231, Innsbruck 1931
- KRAUS, E. Sedimentationsrhythmus im Molassetrog des bayrischen Allgäu. Abh. Nat. Ges. Danzig I, 1923, 1 - 25
- Geologische Forschungen im Allgäu I Molasse. - Geol. Archiv, IV, 1926
- Die Baugeschichte der Alpen I, II. - Akademie Verlag Berlin 1951
- LANGE, R. Geochemische Tabellen. - VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie Leipzig 1965
- LIEDHOLZ, J. Geologie der Berge nördlich von Rohrmooß im Allgäu. - Diss. Freie Universität Berlin, 1 - 107, 29 Abb., 4 Taf., Berlin 1959

- MUHEIM, F. X. Die subalpine Molassezone im östlichen Vorarlberg. - Eclogae geol. Helvetiae, 27, Basel 1934
- OBERHAUSER, R. Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. - Jahrb. Geol. B. A., 106, 1 - 88, 2 Abb. 1 Taf., 1 Tab., 1 Karte, Wien 1963
- PAPP, A. u. TURNOVSKY Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsschliffen. - Jb. Geol. B. A., Sonderband 16, 50 Seiten, 88 Tafeln, Wien Mai 1970
- PREY, S. Helvetikum in der Oberösterreichischen Flyschzone. - Verh. Geol. B. A., Sdh. C., 98 - 102, Wien 1952
- Tertiär im Nordteil der Alpen und im Alpenvorland Österreichs. - Z. Dtsch. Geol. Ges. 109, Jg. 1957, 624 - 637, Hannover 1958
- Probleme im Flysch der Ostalpen. - Jahrb. Geol. B. A., 111, 147 - 174, 3 Abb. 1 Taf., 3 Tab., Wien 1968
- v. RAD, U. Die Flyschzone des östlichen Allgäus zwischen Iller und Lech. - Iber. Mitt. oberrh. Geol. Ver., N. F., 44, 31 - 42, 2 Taf., Stuttgart 1962
- REIS, O. M. Erläuterungen zu der geologischen Karte der Voralpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. - Geogn. Jh., 8, 1 - 155, Cassel 1895
- REISER, A. Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu, III. Teil; Geogn. Jh. 36, 1923, S. 1 - 33, München 1924
- RICHTER, M. Über den Zusammenhang der Säntis-Churfirsten-Gruppe mit dem Bregenzerwald. Verh. Geol. B.-A., 1 - 5, 2 Karten, Wien 1922
- Der Flysch in der Umgebung von Oberstorf im Allgäu. - Jahrb. Geol. B. A., 72, H. 1/2, 49 - 80, 3 Abb., Wien 1922
- Beiträge zur Geologie der helvetischen Zone zwischen Iller und Rhein. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 17, 1 - 35, 1 Abb., Wien 1924

RICHTER, M.

Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Allgäuer Molasse. Geol. Rundschau, 17a, (Steinmann-Festschrift), 1926

Alter und Stellung der südbayrischen Flyschzone. - Cbl. f. Min. etc. Abt. B, H. 9, 496 - 508, 4 Abb. Stuttgart 1933

Die deutschen Alpen und ihre Entstehung, "Dtsch. Boden", Bd. 5, BORNTR. 1937 Berlin

Bemerkungen zu den Ergebnissen der Tiefbohrung am Tegernsee in Oberbayern. Öl und Kohle, 36, 1940, 207 - 209

Die Gliederung der subalpinen Molasse. N. Jb. Min. etc., Beil-Bd. 83, B, 1 - 45, Stuttgart 1940

Die Entwicklung der Anschauungen über den Bau der deutschen Alpen. - Z. deutsch. geol. Ges., 100, 238 - 247, 1 Abb. Hannover 1950

Die Allgäu. - Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. - Z. deutsch. geol. Ges., 108, 156 - 174, Hannover 1957

Über Dehnung und Längung der Gebirge während der Faltung. - Geologie; Heft 3 - 6, S. 312 - 318, Berlin 1958

Ergebnisse neuer Untersuchungen im Helvetikum des Vorarlberg und Allgäu. - Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin, Heft 1. "Festschrift zum 70. Geburtstag von E. KRAUS" S. 77 - 94, Berlin 1960

Allgäuer Alpen. - Samml. geol. Führer, 45, 185 S., 54 Abb., 1 Karte, Bornträger Verl., Berlin 1966

Vorarlberger Alpen-Samml. geol. Führer, 49, 169 S., 58 Abb., 2 Beil., 1 Karte, Bornträger Verlag, Berlin-Stuttgart 1969

Beginn und Ende der Flyschsedimentation. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., H. 4, 225 - 234, Stuttgart 1970

- RISCH, H. Stratigraphie der höheren Unterkreide der bayrischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien. - Diss., Universität München, 180 S., 8 Abb., 18 Taf., München 1969
- SIGAL, J. Aperçu stratigraphique sur la Micro-paléontologie du Crétacé. - XIX Congr. Géol. Intern., 1 Sér.: Algérie, 26, 1 - 45, 46 Abb., 1 Tab., Algier 1952
- SCHIEMENZ, S. Fazies und Paläogeographie der subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. - Beih. Geol. Jb., 38, 199 S. 6 Taf., 23 Abb., 17 Tab., Hannover 1960
- SCHMIDT-THOME, P. Molasse-Untergrund und Helvetikum-Nordgrenze im Tegernsee Bereich und die Frage der Herkunft von Erdöl und Jodwasser in Oberbayern. - Geol. Jb. 74, 225 - 242, Hannover 1957
- Geologische Karte Blatt Füssen (662) 1 : 100 000, 1960
- Zur Geologie der Alpenrandzone bei Füssen. - Iber. und Mitt. Oberrh. geol. Ver. N. F., 44, S. 121 - 144, Stuttgart 1962 (1961)
- SCHROLL, E. Über den Wert geochemischer Analysen bei stratigraphischen und lithologischen Untersuchungen von Sedimentgesteinen am Beispiel ausgewählter Profile Ostalpinen Trias. - Geologický sborník XVIII, 2, S. 315 - 330, Bratislava 1967
- STAUB, R. Der Bau der Alpen. - Beitr. K. Schw. 52, 1924
- SUESS, E. Das Antlitz der Erde. - Verlag Tempsky, Leipzig - Wien, I - III. 1909
- TOLLMANN, A. Ostalpensynthese. - Denticke, Wien 1963
- Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. - Mitt. Österr. Geogr. Ges., 110, H. 2/3, 224 - 244, Wien 1968
- TROMPY, R. Der Nordrand der liassischen Tethys in den Schweizer Alpen. - Geol. Rdsch. 40, H. 2, 1952

- TROMPY, R. Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinopathischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. *Eclogae geol. Helv.*, 62, H. 1, 105 - 142, 4 Abb., 2 Taf., Basel 1969
- ZACHER, W. Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 842g, Pfronten, 1966
- ZEIL, W. Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. - *Geologica Bavarica*, 20, 85 S., München 1954
- ZÜBELEIN, H. H. Über die Bausteinschicht in der subalpinen Molasse des westlichen Oberbayerns. - *Z. dtsh. geol. Ges.* 1961, S. 261 - 265
- ZUFUGARY, P. I. Verbreitung der Spurenelemente in Kaustobiolithen, Organismen, Sedimentgesteinen für Schichtwässern. - VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie Leipzig 1964

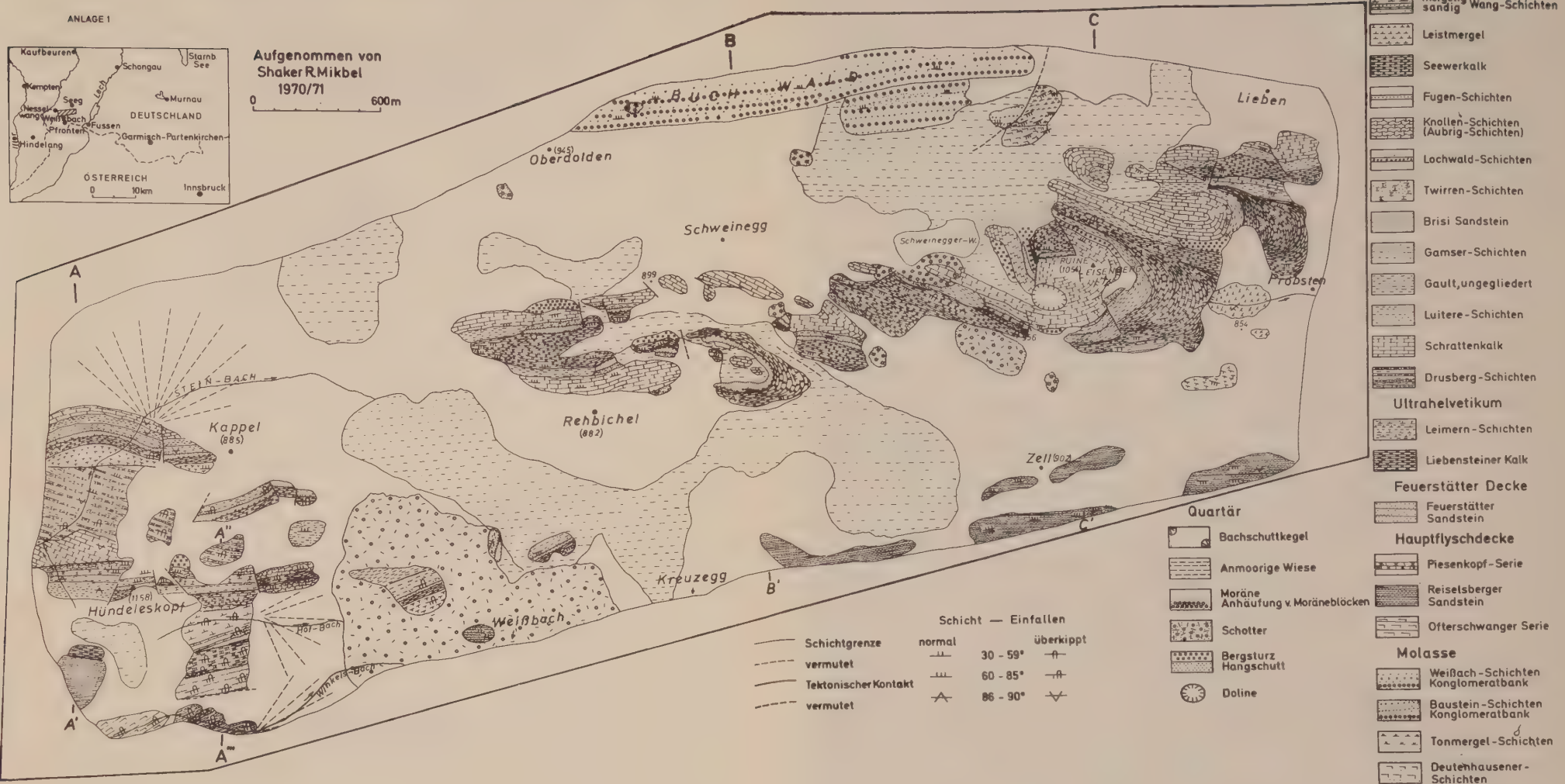
Geologische Karte des Gebietes nördlich von Pfronten (Ostallgäu)

ANLAGE 1



Aufgenommen von
Shaker R. Mikbel
1970/71

0 600m



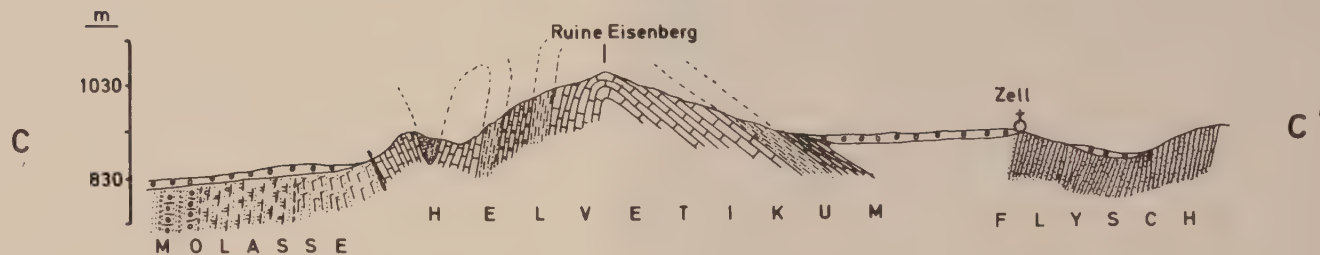
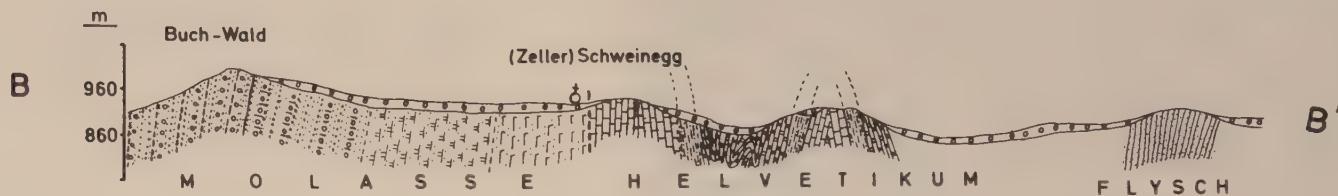
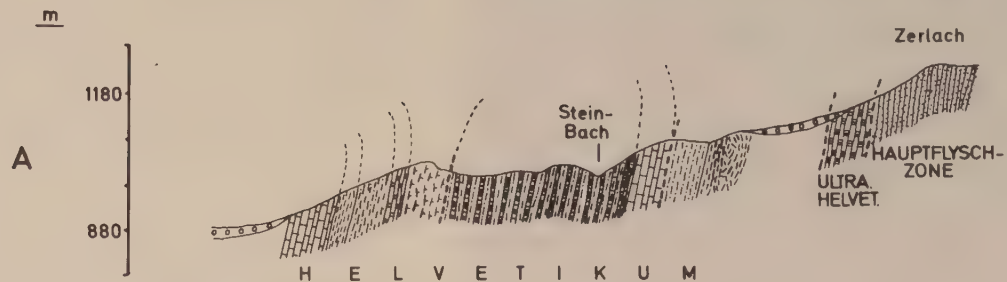
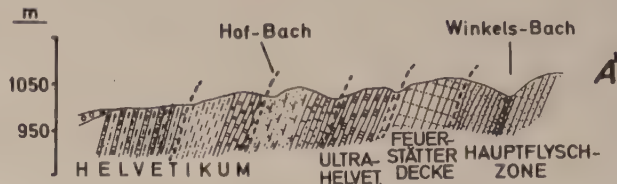
ANLAGE 2:

PROFILTADEL

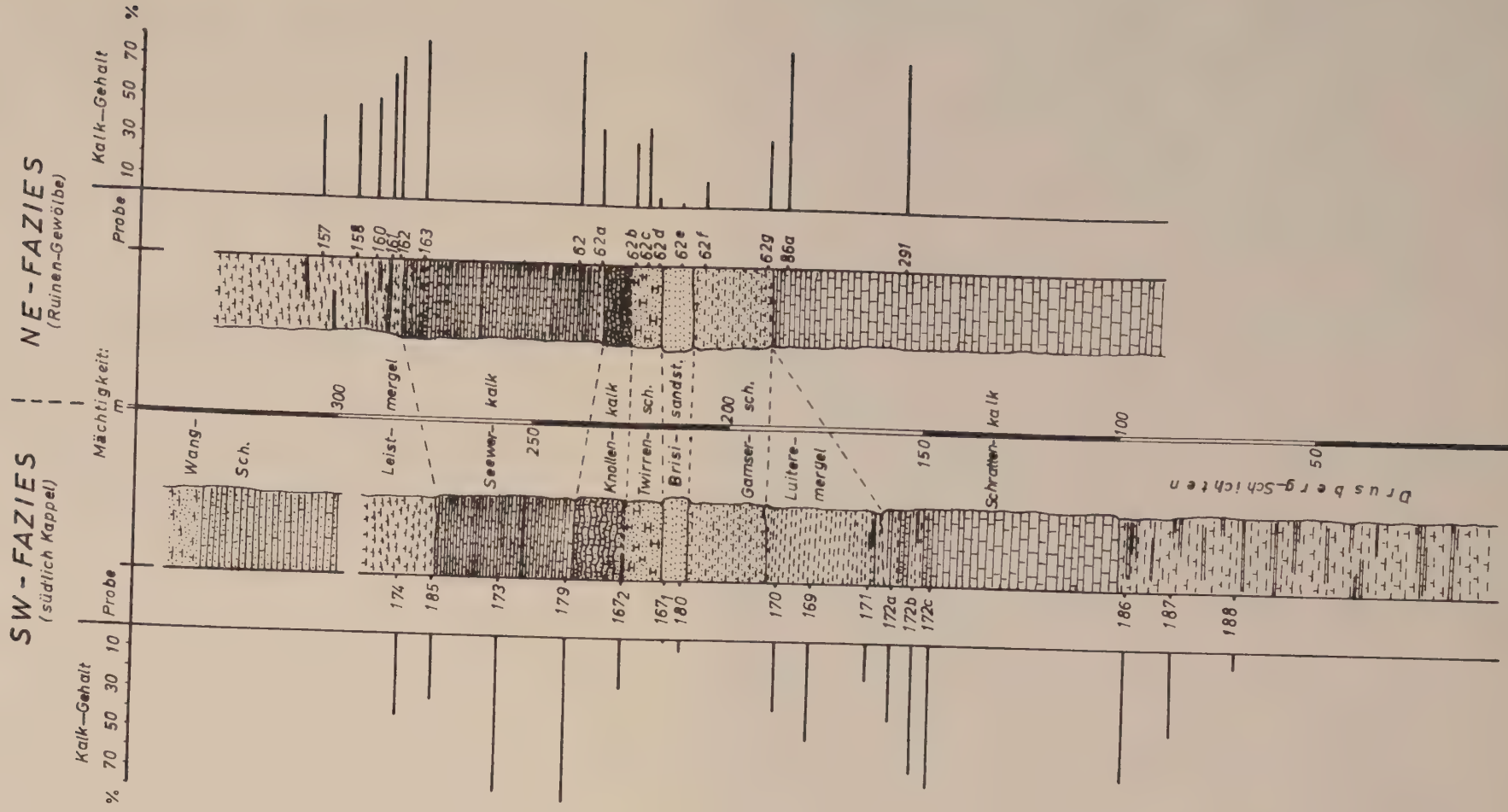
0 400m

N ←

A''



LEGENDE IN ANLAGEN 1 u. 2



LEBENS LAUF

Am 23. Januar 1943 wurde ich, Shaker Rasmi MIKBEL als Sohn des Schneidermeisters Rasmi MIKBEL und seiner Ehefrau Sadika Abed in Sindyaneh bei Haifa geboren. 1948 sind wir von Palästina nach Jordanien umgesiedelt worden.

Ich trat in die Volksschule der U. N. R. W. A. im Jahre 1950/51 ein und besuchte sie bis 1959. In der Folgezeit ging ich bis zum Abitur (1962) in die Oberschule von Irbid.

Um die Geologie zu studieren traf ich Ende 1962 in West-Deutschland ein und besuchte zunächst am Goethe-Institut in München und Berlin zwei Kurse der deutschen Sprache.

Im April 1964 wurde ich an der Freien Universität Berlin immatrikuliert. Nach einem Jahr Studienkolleg für Ausländer begann ich im SS 1965 mit meinem Fachstudium, das im WS 1970 mit der Diplomprüfung abgeschlossen wurde.

Im 19. Jahrhundert wurde die Geologie in Deutschland als eine der wichtigsten Wissenschaften angesehen. In der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde die Geologie in Deutschland als eine der wichtigsten Wissenschaften angesehen. In der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde die Geologie in Deutschland als eine der wichtigsten Wissenschaften angesehen.

Im 19. Jahrhundert wurde die Geologie in Deutschland als eine der wichtigsten Wissenschaften angesehen. In der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde die Geologie in Deutschland als eine der wichtigsten Wissenschaften angesehen. In der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde die Geologie in Deutschland als eine der wichtigsten Wissenschaften angesehen.

Im 19. Jahrhundert wurde die Geologie in Deutschland als eine der wichtigsten Wissenschaften angesehen. In der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde die Geologie in Deutschland als eine der wichtigsten Wissenschaften angesehen. In der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde die Geologie in Deutschland als eine der wichtigsten Wissenschaften angesehen.

Im 19. Jahrhundert wurde die Geologie in Deutschland als eine der wichtigsten Wissenschaften angesehen. In der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde die Geologie in Deutschland als eine der wichtigsten Wissenschaften angesehen. In der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde die Geologie in Deutschland als eine der wichtigsten Wissenschaften angesehen.

Druck:

Der Präsident der Freien Universität Berlin
- Universitätsdruckerei -
1 Berlin 41, Kelchstraße 31

